Н.И. Николаев

Новейшая тектоника и геодинамика литосферы

Н.И.Николаев

Новейшая тектоника и геодинамика литосферы

4955

МОСКВА «НЕДРА» 1988

УДК 551.24

Николаев Н. И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы.— М.: Недра, 1988.— 491 с.: ил.

Анализируются последние достижения в изучении новейшей тектоники, впервые систематизированно излагаются ее теоретические и методические основы. Рассматриваются механизмы, свойства и природа тектонических движений. Освещается современное состояние вопроса геодинамики сейсмических движений, содержания сейсмотектонического анализа и прогноза землетрясений. Обсуждаются проблемы геодинамики техногенных движений, имеющих большое значение для охраны окружающей среды и решения актуальных народнохозяйственных задач.

Для научных работников — геологов, геофизиков, сейсмологов, географов; может быть полезна студентам геологических и географических факультетов вузов и университетов.

Табл. 8, ил. 143, вкладка, список лит.— 81 назв.

Рецензент *Г. И. Рейснер,* д-р геол.-минер. наук.

Н $\frac{1904030000-036}{043(01)-88}$ 78—87

ISBN 5—247—01155—4

© Издательство «Недра», 1988

Памяти сына — геолога,
доктора наук
Петра Николаевича
Николаева

Предисловие

В книге обобщены материалы, полученные по неотектонике за последние годы. Предмет исследований неотектоники и современной геодинамики литосферы очень широк, поэтому ряд проблем, освещавшихся автором в ранее изданных книгах, или совсем опущен, или затрагивается в самой общей форме. К таким проблемам, например, относится использование неотектоники: в геоморфологическом синтезе, для стратиграфии новейших отложений и понимания их генетических типов, общих вопросов геотектогенеза и геоморфогенеза и др. В нее включен новый раздел экологической неотектоники. Рассматриваемые в книге проблемы чрезвычайно обширны и число публикаций по ним очень велико. Большинство этих публикаций были использованы в данной работе, хотя в тексте упомянуты немногие из них.

Для понимания неотектоники требуется изучение различных аспектов тектонических движений и формирования тектонических структур, выявление механизмов их образования, влияния их на облик Земли, проявления различных геодинамических процессов. Поэтому автор включил в книгу главу, посвященную вопросам методики и методологии неотектонических исследований. Основная задача ее — доказать необходимость применения комплексного подхода.

Появление данной книги оказалось возможным только в результате критической оценки исследований, проведенных ранее как в СССР, так и за рубежом. Начиная работу над этой проблемой в 30-х гг. в тесном контакте с В. А. Обручевым и С. С. Шульцем, на протяжении последних 50 лет автор дважды обобщал все сведения по неотектонике. В первой монографии (1948 г.) были подведены итоги по неотектонике, которая впервые в мире оформилась в новую научную дисциплину. Во второй монографии (1962 г.) обобщены материалы, накопившиеся за 13 лет, которые способствовали созданию первой в мире карты новейшей тектоники СССР.

С тех пор наукой о Земле были получены принципиально новые сведения, позволившие в главнейших чертах выявить неотектонику не только континентов, но и океанов. Особенно расширило понимание неотектоники появление в СССР совершенно новых, оригинальных карт новейшей тектоники, охвативших территорию Советского Союза и всего мира в целом. Большинство из них создавалось при участии и под руководством автора. В течение многих лет автор, являясь президентом Международной Комиссии по неотектонике ИНКВА и консультантом ЮНЕСКО по сейсмическим явлениям, связанным с инженерной деятельностью человека, общался с многими зарубежными специалистами. Это позволило ему обсуждать с ними ряд принципиальных вопросов по неотектонике и геодинамике и обобщить огромный материал по мировой литературе.

Почти за 25 лет, прошедших после выхода второй монографии, появилось огромное число новых публикаций. Однако как в СССР, так и за рубежом отсутствует книга, которая дала бы общую сводку по проблемам неотектоники.

В предлагаемой читателю новой монографии суммированы все результаты исследований по рассматриваемой теме. Автор надеется, что ее появление восполнит пробел в вопросах неотектоники и книга будет полезна широкому кругу специалистов разных направлений.

В процессе работы над книгой автор обсуждал многие проблемы с разными специалистами. Большинство из них входило в коллективы составителей карт неотектоники. Всем им он приносит глубокую благодарность. Их мнение по различным вопросам в той или иной мере учтены автором. Особую благодарность автор выражает академику А. А. Трофимуку, В. К. Кучаю, и своим сотрудникам А. А. Наймарку, В. И. Шубняковой, Л. А. Сим, О. А. Воейковой и др.

Глава I

НЕОТЕКТОНИКА, ЕЕ СТАНОВЛЕНИЕ И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ

ОБЩИЕ ПОНЯТИЯ, ОПРЕДЕЛЕНИЯ, ТЕРМИНОЛОГИЯ

Чем занимается неотектоника. Неотектоника (или новейшая тектоника) — составная часть геотектоники. Последнюю часто рассматривают как науку, содержащую теоретические основы синтеза материалов и выводы главных отраслей геологии, и нередко считают даже теорией, «философией» геологической науки в целом.

Неотектоника тесно соприкасается с другими науками о Земле, в той или иной мере изучающими медленные и быстрые движения земной коры, вопросы их кинематики и динамики (рис. 1). Все они тесно связаны между собой, нередко имеют близкие цели и задачи, но решают их на своих объектах изучения и с применением своей методики. Каждая отрасль наук о Земле располагает данными, прямо или косвенно связанными с неотектоникой. Поэтому неотектонику следует рассматривать как междисциплинарную отрасль науки, всегда использующей широкий круг различных методов.

Неотектоника заимствует факты, говорящие о проявлении тектонических движений, и обобщения из различных наук (см. рис. 1). Их сочетания, составляющие подобранные системы данных, являются особым предметом исследований неотектоники, которая по-своему их интерпретирует, отображает картографически и дополняет собственными обобщениями. Анализ таких систем позволяет выявить новые качества (эмержентные свойства), указывающие на проявления движений земной коры и отражение их в новейших структурных формах, получить которые методами каждой отдельно взятой науки невозможно. Рис. 1 дает некоторое представление о соотношении неотектоники с другими дисциплинами. На нем отражено содержание прогноза землетрясений, частной, но важной в научном и социально-экономическом отношениях комплексной проблемы, решение которой дает не только сейсмология, но в равной мере и геодезия, гидрогеология, сейсмотектоника, тектонофизика, геохимия, геофизика, космология, а также неотектоника и геотектоника. Все эти дисциплины объединяются общей задачей — изучением многочисленных предвестников землетрясений, которые специально будут описаны в книге.

Новейшая тектоника рассматривает развитие структур земной коры и ее изменения за сравнительно короткий, но специфический период жизни Земли, под влиянием тектонических движений и деформаций, связанных с развитием Земли в целом. В дальнейшем изложении термин неотектоника (при отсутствии специальных оговорок) включает и современную тектонику, а также вопросы природы движений и механизмы их проявления, объединяемые в понятие геодинамика.

Тектонические процессы нарушают или восстанавливают равновесное состояние *в оболочках Земли. Они развиваются под влиянием* космических и планетарных факторов, таких, как изменение скорости вращения Земли, изменение гравитационного поля, приливы в твердой

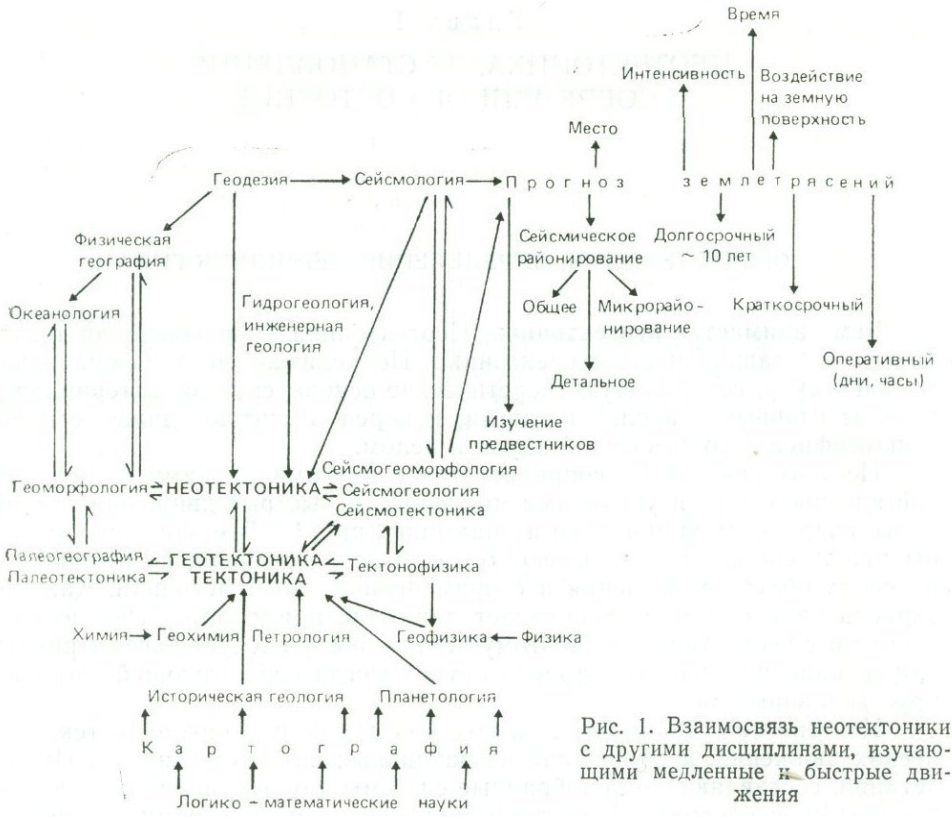


Рис. 1. Взаимосвязь неотектоники с другими дисциплинами, изучающими медленные и быстрые движения

оболочке Земли, различных геофизических, геохимических и петрологических процессов, а также процессов денудации и аккумуляции, и порой бывает очень трудно провести границу между тектоническими и нетектоническими движениями. Указанные динамические процессы — явления общеземного, глобального охвата, которые не имеют пространственных ограничений ни при их наблюдении, ни в изучении и истолковании их. История геотектоники показывает, что ее развитие отражало господствовавшие теоретические представления, изменявшиеся с развитием методов исследований. Как отмечал Н. С. Шатский, на ранних этапах развития геотектоники внимание сосредоточивалось на изучении структурных линий, позже — площадей, и, наконец, объемов. В настоящее же время в связи с успехами геофизики, космонавтики, планетологии в неотектонике и геотектонике снова стала проявляться тенденция к изучению структурных линий — линеаментов и всестороннего анализа трехмерных тел — объемов, представляющих структурные формы разных порядков, вплоть до формы геоида.

Следует выделить три особенности неотектоники как научной дисциплины. Первая — время. Неотектоника изучает проявление тектонических движений и их результатов геологически, в очень короткий отрезок времени позднего кайнозоя, оцениваемого приблизительно в 35—40 млн. лет. При этом наибольшая интенсивность новейших движений падает на последние 5—10 млн. лет. Чтобы почувствовать значение этих цифр в 4,5-миллиардной истории геологического времени, можно уподобить их нескольким кадрам в полнометражной киноленте. Вто-

рая — наглядность проявления результатов, отражение в структурных формах, часто выраженных в рельефе земной поверхности. Неотектоника изучает тектонические движения и следствия их проявления в «чистом» виде, не замаскированные наложением движений других тектонических циклов. Это позволяет лучше понять реконструируемые тектонические движения геологического прошлого путем применения методов аналогии и актуализма. Третья особенность — возможность изучения современных движений посредством применения различных инструментальных методов, не применимых для ранее проявлявшихся движений геологического прошлого, что позволяет давать их количественную оценку. Разнообразные инструментальные наблюдения на специальных геодинамических полигонах дают возможность познания природы тектонических движений и их прогнозирования. Вопросы, решаемые с учетом данных неотектоники, позволяют считать ее весьма перспективным направлением в области наук о Земле.

Объекты изучения неотектоники. Источники информации и объекты изучения в неотектонике весьма обширны и могут быть подразделены на прямые и косвенные. К прямым объектам прежде всего относятся сами движения, выявляемые различными инструментальными методами. Источником информации служат также вещественный состав новейших отложений и структурные формы разных порядков. Осадочные породы обладают многими чертами, которые отражают тектоническую обстановку, существовавшую во время их накопления. О проявлении тектонических движений говорят мощности отложений, их структурные и текстурные особенности, распределение по площади и др. Большое значение имеет изучение фациальных изменений отложений и выделение формаций. Обширные сведения дает анализ залегания горных пород и геологических тел разных порядков.

В результате деформаций под действием тектонических процессов слои осадочных пород осложняются наклонами, пологими изгибами; при давлении, превышающем предел упругости деформируемых пластов, они подвергаются пластичному изгибу, образуя разного типа складки. В толщах горных пород проявляется трещиноватость — нарушения сплошности без заметного смещения, в результате хрупкой реакции горных пород на силы растяжения, сжатия или изгиба. Группы трещин, образующих обособленные системы, особенно в новейших отложениях, представляют важный объект изучения в неотектонике, позволяющий выявлять поля напряжений и приблизиться к разрешению генетических вопросов. Помимо элементарных структурных форм прямым объектом изучения являются и различные более сложные формы, например складчатые пояса, образующие протяженные зоны, обычно с выраженным горным рельефом, и их сочетания в виде складчатых систем. Они сопровождаются разрывами, вдоль плоскости которых проявляются смещения. Для познания неотектоники большое значение имеют выявление шовных зон глубинных разломов и их выраженность в современном рельефе. Разрывные деформации образуют системы, пересекающие и осадочные, и магматические породы.

Особым объектом наблюдений являются крупные блоки и глыбы в земной коре, испытывающие горизонтальные, вертикальные и ротационные перемещения со слабыми сводовыми изгибами и наклонами, континенты и океаны, а также выделяющиеся многими исследователями «литосферные плиты», представление о которых лежит в основе концепции тектоники плит. Большой интерес для неотектоники представля-

ет выявление морфологии геоида как на континентальных участках поверхности Земли, так и в пределах водной океанической поверхности.

Обширную информацию дает группа косвенных источников проявления новейшей тектоники. Любая наука о Земле содержит материал для суждения о неотектонике. Например, неотектонические процессы отражаются в рельефе Земли, который изучает геоморфология; здесь различают тектонически обусловленный и нетектонический типы рельефа. Хорошим индикатором тектонических движений оказываются экзогенные процессы в виде геоморфологических аномалий. Обычно они выражаются в локальном усилении, по сравнению с фоновым, денудационных или аккумулятивных процессов. Ту же роль выполняют изменяющиеся режимы гидрогеологических, гидрохимических и других геологических и геофизических процессов.

Много данных по неотектонике можно получить, изучая археологические, исторические факты, антропогенные отложения и др. Такие отобранные из разных дисциплин факты, указывающие на проявление тектонических движений, в сумме образуют системы данных, являющихся особым предметом исследований неотектоники. Их можно рассматривать как косвенные объекты изучения, дающие важные сведения по неотектонике и проявлении тектонических движений в широком диапазоне времени. Эти факты суммируются по разным признакам, анализируются и картографируются. Составленные специальные карты в свою очередь являются новым объектом анализа, позволяющего делать выводы по неотектонике и геодинамике. Таким образом, неотектоника располагает сложным набором объектов изучения, требующих применения методов разных научных дисциплин, их умелого комплексирования и системного подхода.

Понимание основных используемых терминов. В настоящее время еще существуют различные трактовки терминов «новейшая тектоника», «неотектоника», концепция «глобального неотектонического этапа» и др. Встречающиеся трудности в распознавании неотектоники и в выделении неотектонического этапа от предшествующих этапов тектонического развития, заставляют некоторых исследователей или ограничивать критерии понятия неотектоника, или даже совершенно ее отрицать (например, И. П. Герасимов и др.). Правильно писал С. С. Шульц [79]: «для успешного решения стоящих перед исследователем задач должны быть привлечены последние достижения и тектоники и геоморфологии. А для этого важно пользоваться общей, взаимопонятной и продуманной терминологией». В этом и последующих разделах мы попытаемся обосновать и разъяснить используемую в книге специальную терминологию.

Новейшая тектоника, или неотектоника (от греческого neos — новый, молодой) — отрасль геологии, являющаяся направлением в геотектонике, изучающим все типы тектонических движений, динамические процессы развития Земли, происходившие на протяжении позднего кайнозоя (~ 35—$40 \cdot 10^5$ лет) и продолжающиеся в настоящее время, их происхождение, а также результаты их проявления в виде структурных форм — геологических тел и механизмов их образования. Проявление этих процессов приводит к изменению строения литосферы, рельефа ее поверхности, изменению морфологии геоида. Ввиду тождественности этимологии терминов «неотектоника» и «новейшая тектоника» они рассматриваются как синонимы.

С течением времени, по мере становления неотектоники, уточнялось вкладываемое в этот термин понятие. Новейшие тектонические движе-

ния продолжают проявление более древних на протяжении 35—40 млн. лет (олигоцен—плейстоцен), принципиально не отличаясь от них. Поэтому часто используемые геологами зарубежных стран термины «recent tektonik», «rezente Tektonik», «tektonique recente», «plioquaternair» или «quaternaire tektonic», «quartärer Tektonik», «diluviale Tektonik», «jungste Tektonik», «lebendige Tektonik» и другие обозначают главным образом современные, четвертичные или плиоцен-четвертичные движения. В настоящее время в таком же различном временно́м понимании они заменяются термином «живая тектоника» (lebendige Tectonik).

Особенностью неотектоники является возможность комплексного использования широкого арсенала геоморфологических, геофизических, астрономо-геодезических методов, недоступных или ограниченно используемых при анализе предшествующих этапов тектонического развития.

Новейшие тектонические структуры — обособленные участки земной коры — четырехмерные тела разных размеров, отражающие особенности проявления тектонического режима и одновременно протекающих экзогенных процессов (денудация, седиментация). Они различаются по характеру проявления новейших тектонических движений (активные, среднеактивные, малоактивные). Ввиду неравномерности воздействия различных экзогенных факторов новейшие структуры не всегда имеют адекватное геоморфологическое выражение. При равенстве интенсивности тектонических и денудационных процессов формируются скрытые формы — криптоструктуры. По масштабу выделяют разные порядки новейших структур, которые отражают соответствие между площадью, протяженностью, глубиной заложения, объемом, длительностью развития, выражения в рельефе. В разных порядках этих структурных форм устанавливается функциональная связь с геофизическими полями и геофизическим строением литосферы, что позволяет по данным неотектоники делать выводы о глубинных процессах и внутреннем строении земной коры.

Часто новейшие тектонические структуры называют морфоструктурами. Эти понятия разные; отождествлять их нельзя, хотя при выделении конкретных структурных форм морфоструктуры могут совпасть с новейшими тектоническими структурами. Морфоструктуры — это элементы рельефа, созданные тектоническими движениями земной коры в их взаимодействии с процессами денудации и аккумуляции (по И. П. Герасимову), или совокупность структурных и литологических особенностей, находящих выражение в рельефе и являющихся результатом интенсивного проявления процессов денудации и аккумуляции как с участием, так и без активного участия новейших тектонических движений. Геоморфологический термин морфоструктура в различных работах употребляется в разных смыслах; появились термины «активные» и «пассивные» (литологически обусловленные) морфоструктуры. Нами он используется как термин свободного пользования, выражающий ту или иную связь геологической структуры и рельефа земной поверхности.

Новейший тектонический этап надо рассматривать как отрезок времени в геологическом развитии Земли, соответствующий позднему кайнозою, когда проявилась планетарная (глобальная) активизация тектонических процессов, происходивших в условиях качественной смены глобальной геодинамической обстановки, возникшей в позднем эоцене — начале олигоцена. Активизация выразилась в усложнении структурного плана литосферы — сокращении площадей геосинклина-

лей, в новообразовании крупнейших орогенных поясов, проявлении глыбовых блоковых движений, охвативших подвижные и платформенные области. Четко выявляется унаследованность движений. Активизация сказалась на становлении высочайших горных сооружений, изменении строения земной коры и верхней мантии, изменении геофизических полей, полей напряжений, в оформлении современных контуров континентов и океанов, развитии основной части мировой системы срединно-океанических хребтов, образовании окраинных морей, глубочайших океанических впадин и желобов, возрастании общей амплитуды рельефа Земли, перестройки формы геоида.

Этапу планетарной активизации тектонических движений в пределах как горных, так и равнинных областей предшествовало время относительно ослабленного проявления тектонических процессов или изменения знака тектонических движений. Например, в геосинклинальных областях (альпийская зона) этот перелом выразился в смене знака движений, когда на границе эоцена—олигоцена опускания сменились на преобладающие поднятия. Активизация охватила и ранее консолидированные области архейской, протерозойской, ранне- и позднепалеозойской и мезозойской складчатости, где раннекайнозойские движения были выражены слабо или не проявлялись совсем. В близком диапазоне времени в разных областях к этой границе приурочивается смена знака движений в платформенных областях.

Неотектонический этап знаменует дальнейшее, необратимое развитие земной коры, а проявление неотектоники — новые черты этого развития. Повторение весьма сходных с прошлыми циклами колебательных, глыбовых движений, складчатости, горизонтальных движений, процессов вулканизма, землетрясений, седиментации приобретают черты нового, так как осуществляются в совершенно иной обстановке и не повторяют полностью их в прошлых циклах. Новейший этап характеризуется коренным изменением структуры крупных участков земной коры, сменой на них эндогенных режимов, формированием новых, ранее или совсем отсутствовавших или проявлявшихся на ограниченных территориях.

В условиях различной изученности геологического развития регионов, неразработанности стратиграфии, неполноты геологической летописи начало проявления неотектоники (движений и структурообразования) не всегда может быть выявлено точно. Это объясняется и тем, что максимальные по интенсивности тектонические движения происходили не только на рубеже эоцена—олигоцена, но и в конце олигоцена, начале миоцена, второй половине миоцена — начале плиоцена, во второй половине плиоцена—плейстоцене и в голоцене. Проявление этих движений сказалось не только в формировании структурных форм или изменениях ранее образовавшихся, но и в изменении геофизического строения и всей природы земной поверхности: рельефа литосферы, процессов седиментации, климата и его производных — оледенений, органического мира, географической зональности в целом. Такая смена заметно стала проявляться в конце эоцена — начале олигоцена и привела к похолоданию и развитию антарктического ледникового покрова, к изменению температур в океане. С этим рубежом связываются смена новейшего поля напряжений в масштабе планеты, деформация морфологии геоида, приспособление его к новому устойчивому гравитационному равновесию.

Можно сделать вывод, что выделение новейшей тектоники, а также неотектонического этапа в различных районах Земли, испытавших

различную геологическую историю или направленность развития, возможно только по комплексу признаков. Свои коррективы будут вносить и ограниченные разрешающие возможности применяемых методов выявления новейшей тектоники. Таким образом, с конца эоцена—олигоцена проявился новый цикл событий, имеющий самостоятельное значение.

Геодинамика в последние годы выделяется в самостоятельную научную дисциплину, возникшую на стыке геотектоники и геофизики. Используя методы этих наук, а также математическое и физическое моделирование, по мнению В. Е. Хаина и А. Е. Михайлова, высказанному в 1985 г., она призвана освещать закономерности течения процессов, определяющих эндогенную активность и структурные преобразования Земли в целом. Геодинамика анализирует не только тектонические, но и другие эндогенные процессы, такие, как магматизм и метаморфизм. По мнению указанных исследователей, в сферу ее изучения попадает вся наша планета, все твердые оболочки.

Геодинамика как самостоятельная наука определяется разными авторами (М. С. Молоденский, Е. В. Артюшков, В. Қ. Қучай, В. Е. Хаин, Л. П. Зоненшайн и Л. А. Ставостин, Д. Л. Теркот и Дж. Шуберт и др.) по-разному. Отмечая широкий и разнообразный круг вопросов, изучаемых геодинамикой, одни авторы предлагают выделять общую и частную геодинамику; другие — глобальную, региональную и историческую. Общая, или глобальная, геодинамика выявляет глубинные процессы, определяющие движущий механизм преобразований в литосфере. В ней рассматриваются движения полюсов Земли, перемещение оси вращения в теле Земли, вызываемые воздействием сил притяжения Луны и Солнца на экваториальное вздутие Земли, неравномерности ее вращения. Частная, или региональная, геодинамика изучает развитие поверхностных оболочек. В основном она рассматривает тектонику литосферных плит, их движение, магматизм, деформации, формирование рельефа, изменения уровня океана, образование разломов. Изучение ведется с учетом как латеральных, так и вертикальных связей между процессами и движениями без ограничений по площади и глубине. Историческая геодинамика рассматривает применение законов тектоники плит к геологическому прошлому.

В 1985 г. впервые появилось учебное руководство Д. Л. Теркота и Дж. Шуберта «Геодинамика» (в 2-х томах). В нем рассматривается физика фундаментальных процессов, лежащих в основе множества разнообразных геологических явлений. Геодинамика в их понимании изучает движения и деформации, происходящие в земной коре, мантии и ядре, их причины. Авторы широко привлекают разделы физики, такие, как механика сплошных сред (главным образом вопросы теории упругости и механики жидкости) и теплоперенос, считая, что первоисточником энергии геодинамических процессов служит существующее в Земле тепло.

Неотектоническая геодинамика отличается от указанных определений. Единая динамическая система Земля состоит из внутренних и внешних оболочек, все элементы которых взаимосвязаны в своем развитии. Было установлено, что источниками энергии являются не только недра Земли. Находится Земля в тесной зависимости и от воздействующих на нее внеземных процессов. Это привело к расширению понятия геодинамики и ее стали рассматривать как науку о процессах, происходящих в системе Земля и проявляющихся в силовых и энергетических

полях, действующих в любой части этой системы и в любом процессе. Динамический подход распространялся на все геосферы, в том числе и на внешние оболочки (гидросфера, атмосфера), называемые экзосферой Земли, и на новые дисциплины, их изучающие. В приведенных выше определениях вопросы экзодинамики специально не рассматриваются, однако в неотектонике они должны учитываться.

Вопросы геодинамики рассматриваются и в геотектонике, составляя ее неотъемлемую часть, изучаются и в неотектонике. Неотектоника рассматривает причины, механизм неотектонических движений, их движущие силы. Для этого ей приходится обращаться не только к выводам, сделанным в новой научной дисциплине — геодинамике, но и к смежным наукам, рассматривающим геодинамические процессы под влиянием проявлений солнечной и космической энергии, а также нового вида энергии, связанной с технической деятельностью человека.

Из сказанного видно, что проблемы геодинамики литосферы в неотектонический этап имеют комплексный характер, предполагающий учет и объединение данных различных наук о Земле и создание единой целостной картины (воззрения) происходящих в ее пределах геодинамических процессов, в деталях изучающихся специальными науками. Следует отметить, что обычно в проводимых упомянутыми авторами геодинамических исследованиях причинные связи между глубинными *процессами и их взаимодействие с внешними, определяющими геоморфологический облик новейших геоструктурных элементов*, выявлялись совершенно недостаточно. Чаще всего под геодинамикой понимались процессы развития твердой Земли. Экзодинамические и планетарные (космические) процессы рассматривались ограниченно или совсем не рассматривались. Учет их в неотектонике позволяет более правильно понять явления и процессы, наблюдаемые в земной коре и на поверхности Земли, и давать им необходимое истолкование.

Геодинамика в неотектонике часто определяется термином «современная геодинамика». Однако оценка отрезка времени при этом у разных авторов колеблется в широких пределах: от сиюминутных инструментальных наблюдений на геодинамических полигонах до первых тысяч (голоцен), первых миллионов (плиоцен—плейстоцен), первых десятков миллионов лет (олигоцен—плейстоцен). Если рассматривать неотектоническую геодинамическую активность в целом, следует учитывать не только инструментальные наблюдения над изменениями гравитационного, теплового и других геофизических полей, перестройку полей напряжений, сейсмичность и другое, но и данные ротационного изменения режима Земли, изменение радиуса Земли, колебания океанического уровня, климатические изменения, техногенные процессы. Иными словами, должен изучаться широкий спектр процессов, различных по длительности и ритмичности проявлений. Ограничивать же искусственно этот спектр рассмотрением в современной геодинамике только короткопериодических процессов методически было бы неправильно. Учитывая крайнюю медленность многих геологических процессов по сравнению с другими (изменение активности землетрясений, вулканизм, метаморфизм, рудогенез и др.), продолжительность наблюдений должна быть расширена, чтобы можно было выявить флуктуацию, цикличность, ритмичность процессов у разных явлений. Для этого приходится *использовать геологические наблюдения за время голоцена, антропогена* и более длительные отрезки, чтобы оценить, на каком этапе развития находится современное выражение того или иного явления. Вот почему выделять современную геодинамику, основанную на нескольких десят-

ках лет инструментальных наблюдений, и рассматривать ее отдельно от неотектонической геодинамики нам кажется неэффективно.

В физике Земли для определения направлений и скорости движений расчетным способом берут отрезок времени порядка 5—10 млн. лет и также называют его современной геодинамикой, или «мгновенной кинематикой» движений литосферных плит (С. А. Ушаков, Ю. И. Галушкин и др.). Учитывая, что объекты и методы геодинамических исследований в разных науках о Земле разные, каждая из них выявляет движения различных тел и масс вещества под воздействием приложенных эндогенных, экзогенных, планетарно-космических и техногенных сил. Принимая во внимание, что специальная наука геодинамика еще окончательно не утвердилась, может быть правильнее было бы понимать геодинамику как особый общенаучный подход к изучению различных объектов в системе Земля, базирующийся на знаниях и методах разных наук (геологических, геохимических, геофизических, географических, астрономо-геодезических и др.).

Разногласия в понимании неотектоники и неотектонического этапа. Существующие разногласия в понимании основных понятий неотектоники заставляют остановиться на этих вопросах. Термин «неотектоника» (В. А. Обручев) хронологически появился позже термина «новейшая тектоника» (С. С. Шульц). Однако еще с 1895 г. В. А. Обручев, используя разную терминологию, распространял это понятие на платформенные и орогенные области. С самого начала в термине «неотектоника» было заложено три критерия: время проявления новейших тектонических движений — поздний кайнозой; геоморфологический — формирование современного рельефа как индикатора проявления вертикальных движений; историко-геологический — постепенное превращение складчатой зоны в пенеплен с последующим образованием молодых разломов и вертикальных движений блоков.

Вряд ли можно сомневаться, что новый термин был нужен, хотя не так давно высказывались и противоположные взгляды [35]. Он был предложен тогда, когда в науке был полный разнобой в терминах, обозначающих позднекайнозойские движения. Введение нового термина упорядочило ранее использовавшуюся терминологию, в которую произвольно вкладывали разный смысл. Под неотектоникой стали понимать все тектонические процессы, проявившиеся с позднего кайнозоя. Все другие, ранее использовавшиеся термины стали отражать различные условно выделяемые отрезки времени позднего кайнозоя. Таким образом, приоритет установления понятия, которое мы употребляем сегодня, принадлежит В. А. Обручеву.

Внимательное прочтение работы С. С. Шульца, посвященной Тянь-Шаню, показывает, что он использовал не только геоморфологический критерий (возникновение горного рельефа на месте выровненного, отвечающего предшествовавшему периоду относительно стабильного развития), который в его формулировке стал главенствующим, но и утверждал, что «новейшая складчатость и тектонические разрывы, так же как и поднятия и опускания отдельных участков Тянь-Шаня, являются единым длительным процессом новейшей тектоники» [78, с. 634]. Иными словами, рассматривался геолого-исторический аспект — длительное проявление движений; возрастной критерий у С. С. Шульца потерял свое значение. Основой установления тектонической активизации С. С. Шульц считал возникновение контрастного, горного рельефа на месте выровненного, отвечавшего предшествующему периоду относительно стабильного развития. Сохранность элементов рельефа, который

в последующем уже не разрушается полностью под действием денудационных процессов, и определяло у него критерий выбора начальной неотектонической активизации.

Как подчеркивал С. С. Шульц позже [80], термин «новейшая тектоника» обозначает соотношение тектонических и денудационных факторов, где интенсивность первых преобладает над вторыми, вследствие чего и образуется контрастный горный рельеф. При этом «новейшая тектоника», по С. С. Шульцу,— это не возраст тектонического развития тех или иных структурных форм, а время, когда они получили выраженность в современном рельефе. С этих позиций С. С. Шульц формулирует и одну из основных задач новейшей тектоники как «выяснение связей, существовавших между развивающейся структурой земной коры и ее рельефом» [79, с. 66]. Признавая важность решения такой задачи, нельзя не отметить, что цель неотектоники иная: на основе изучения форм рельефа указанных связей выявить особенности проявления тектонических движений и структурообразования. Неясность в определении термина «новейшая тектоника» увеличилась, когда С. С. Шульц отождествил это понятие с понятием эпейрогенеза, употребив новый термин «новейший эпейрогенез» [73, 80, с. 62]. Таким образом, «новейшая тектоника» — это разновременный процесс выражения движений через современный рельеф. Но так как возраст рельефа очень разный, то и нижняя граница «новейшей тектоники» разная. По С. С. Шульцу, тектонический процесс не имеет нижней границы, он начал проявляться в далеком геологическом прошлом, но как процесс, создавший основные черты современного рельефа, нижняя его граница имеет свое начало и колеблется в широких пределах. Известно, что возраст рельефа в значительной мере зависит от его размеров (порядка) и длительности времени его формирования и функционирования. Вот почему некоторые исследователи (И. П. Герасимов и др.) нижнюю границу «новейшей тектоники» опускают в мезозой. Для Тянь-Шаня (Фергана) С. С. Шульц указывал, что «новейшая тектоника» имеет олигоцен-четвертичный возраст. Однако отдельные складки получили выражение в рельефе в разное время: высокие предгорья — в неогене, адыры — в плейстоцене. Таким образом, для одного и того же района возраст «новейшей тектоники» оказывается разным. Если же брать крупные формы рельефа разных регионов, то время их формирования будет колебаться в широком диапазоне и мы вынуждены будем называть «новейшими движениями» в одних районах такие, которые в других районах окажутся древними. Отсюда и представление о нижней «скользящей» границе возраста «новейшей тектоники» в широких пределах геологического времени.

Для понятия «неотектоника», установленного В. А. Обручевым, намечается единая стратиграфическая граница — верхний кайнозой, приблизительно соответствующая, как это теперь выяснено, границе эоцена—олигоцена. Практически же в различных районах Земли в силу особенностей историко-геологического процесса, неполноты геологической летописи, разной степени разработанности стратиграфии нижнюю границу неотектоники приходится проводить на разных стратиграфических уровнях, но в близком диапазоне времени. Кстати заметим, что нижняя граница неотектонических движений в определении их С. С. Шульцем и нижняя граница неотектонического этапа по определению В. А. Обручева и Н. И. Николаева — разные понятия.

В своих ранних работах С. С. Шульц *никогда не говорил о «новейшем этапе».* Нижняя же граница «новейшей тектоники» по опреде-

лению С. С. Шульца колеблется в широких пределах. Однако в работе 1976 г. он пишет: «когда речь идет о второй половине кайнозоя, как о времени общего усиления тектонического развития Земли, следует говорить о новейшем тектоническом (или неотектоническом этапе)» [79, с. 85].

В понимании концепции неотектонического этапа возражения были выдвинуты А. А. Наймарком [35, 53 и др.]. Исходя из понимания неотектоники, сформулированного С. С. Шульцем, А. А. Наймарк приходит к выводу, что проблема выделения позднекайнозойских движений в особый, новейший этап тектонического развития Земли, хотя и поставлена давно, пока остается открытой. Используемые геоморфологические критерии недостаточны, поскольку они выявляют этап не тектонического развития, а определенного соотношения эндогенных и экзогенных факторов. По мнению А. А. Наймарка, необходимых геологических критериев пока не существует. Эта проблема является общегеологической, связанной с выявлением цикличности в тектоническом развитии Земли.

Из большого количества разных активизаций, выявленных в кайнозое и мезозое, только позднекайнозойские олигоцен-четвертичные активизации следует связывать с новейшим этапом. Этот временно́й критерий был установлен В. А. Обручевым, его развил автор и в 70-х годах с ним согласился и С. С. Шульц [79, с. 60].

При выделении новейшего тектонического этапа, очевидно, должен приниматься комплекс различных признаков. Один отдельно взятый признак может и не проявляться во всех без исключения районах Земли в силу прежде всего особенностей их историко-геологического развития и ввиду ограниченных разрешающих возможностей применяющихся методов выявления. Надо помнить, что вопрос о выделении этапов или циклов тектогенеза в геологии был поставлен давно. Проблема расчленения альпийского этапа тектогенеза, с которым нередко связывают и неотектонический этап, была выдвинута А. Д. Архангельским и др. еще до появления неотектоники как самостоятельной дисциплины.

Анализ обширного материала по территории Евразиатского материка в 1937 г. позволил А. Д. Архангельскому высказать предположение, что с плиоцена в Евразии намечается начало нового цикла тектонических событий, который может иметь и самостоятельное значение. Позже эти представления развивали А. Н. Мазарович и др. В. А. Обручев, подробно изучая неотектонику, также предложил обособить ее от альпийского цикла тектогенеза, распространяя ее проявление на континенты. Позже в работах автора была сформулирована концепция глобального неотектонического этапа. В настоящее время следует считать, что новый тектонический цикл начался приблизительно на рубеже эоцена—олигоцена и неравномерно, с разной интенсивностью, проявлялся во времени и в пространстве, распадаясь на указанные выше подэтапы (фазы) более интенсивных движений. Таким образом, неотектонические движения, происходившие в позднем кайнозое и отразившиеся на формировании областей с разными эндогенными режимами в пределах как суши, так и дна акваторий, совершенно естественно выделяются в новый тектонический цикл. Поэтому неотектонический этап, выявленный автором в 1956 г., можно ставить в один ряд с другими установленными этапами тектонического формирования земной коры.

Основанием для выделения неотектонического этапа являются те же признаки, на основании которых выделяются и другие циклы тектогенеза. Цикличность проявлялась в повторении весьма сходных дви-

жений колебательного характера, глыбовых движений, складчатости, горизонтальных движений, вулканизма и осадконакопления. В каждом цикле все эти процессы совершаются в иной обстановке, на иной основе, и поэтому циклы не воспроизводят полностью предыдущие. Это не просто повторение событий. Новая обстановка их проявления каждый раз дает иные (не повторяющиеся) конечные результаты процесса. Границы между основными циклами определяются моментами коренного изменения структуры крупных участков земной коры, обусловленные переходом различных областей в иные, чем предшествующие, эндогенные режимы, с умиранием ранее проявлявшихся и появлением новых эндогенных режимов.

При этом устанавливается унаследованность движений земной коры при переходе из одного эндогенного режима в другой. Подвижные области до известной степени сохраняют свойственную им подвижность еще весьма долгое время после того как тектонические преобразования превратили их в устойчивые — платформенные области. Это явление не случайность, а выражение одного из основных свойств земной коры. Новый цикл событий с конца эоцена — начала олигоцена привел прежде всего к коренной структурной и геофизической перестройке земной коры, смене эндогенных режимов, интенсивному проявлению вертикальных тектонических движений, значительному проявлению горизонтальных движений, к крупным изменениям всех физико-географических условий, изменениям рельефа, особенностям развития органической жизни, появлению предков человека и становлению его, что может быть сопоставлено, как указывал Ф. Энгельс, лишь с первым появлением на заре развития земного шара первой живой клетки. Таким образом, в новейший тектонический этап новое проявилось в самых различных областях развития литосферы, биосферы и человека.

Из сказанного следует, что в выделении активизации тектонических движений, принимаемой за исходную для неотектонического этапа, нельзя основываться раздельно ни на отдельно рассматриваемых геоморфологических критериях, ни на критерии структурного преобразования, ни на других, взятых обособленно. Следует брать комплекс признаков, который будет разным у геологических тел разных рангов (континенты, плиты, геоструктурные области, их части и т. д.), так как они отражают разное время их функционирования, разное сочетание энергии тектонических процессов, типов деформаций, напряжений и движений. При этом нижний предел тектонических активизаций предопределен в какой-то мере условно взятым рубежом конца эоцена — начала олигоцена, совпавшим со временем перестройки глобальных полей напряжений.

СТАНОВЛЕНИЕ УЧЕНИЯ О НЕОТЕКТОНИКЕ

Ранний период развития представлений о движениях земной коры. Отдельные факты, указывающие на современные и новейшие проявления тектонических движений, были известны очень давно. Они описывались многочисленными исследователями еще с середины XVIII столетия, когда зародилось учение о движениях земной коры и М. В. Ломоносовым были заложены теоретические основы геологии в России. В Европе такие факты были установлены в пределах альпийской складчатой зоны и в Скандинавии, которая считается классической страной для изучения современных тектонических движений.

Первые наблюдения над поднятием берегов Финляндии в окрестностях города Турку были сделаны в 1621 г. епископом Эриком Соролайненом по отметке на скале. Наблюдения над уровнем моря для навигационных целей еще в допетровские времена велись в Архангельске, на Соловецких островах Белого моря и на Мурманском побережье. С 1703 г. с перерывами ведутся наблюдения над уровнем моря в Кронштадте, которые были начаты при изысканиях для постройки крепости на о-ве Котлин. По данным В. А. Снежинского, всего за период с 1754 по 1874 г. русскими моряками на берегах Финского залива и в Балтийском море было сделано 50 засечек.

В 1731 г. с целью научных наблюдений над уровнем моря Шведской академией наук была заложена марка, позволившая выявить его понижение на 120—150 см за столетие, что связывалось с медленным поднятием суши. Однако существовала и другая точка зрения, связывавшая колебания уровня моря с материковым оледенением, влиявшим, по мнению Макларена и Т. Джемисона, на водный баланс Земли. В 1888 г. перемещения береговых линий Э. Зюсс связывал с климатическими факторами, отвергая поднятия земной коры. Эти представления были окончательно опровергнуты в начале нашего века работами де-Геера, Рамсея, Саурамо, Таннера и других. В настоящее время считается, что колебания уровня моря, называемые Э. Зюссом эвстатическими, определяются различными факторами, требующими специального рассмотрения.

На рубеже XIX и XX столетий, независимо в разных странах отдельными исследователями было отмечено усиление новейшей тектонической активности Земли. К таким работам относятся исследования Д. Н. Анучина, И. В. Мушкетова, В. А. Обручева и др. в России; В. Тессейра, Л. Савицкого и др. в Польше; Г. Штилле, В. Пенка и др.— в Германии. Все они создали необходимые предпосылки для возможности систематического изучения новейших тектонических движений. Было отмечено, что тектоническим процессам принадлежит главенствующая роль в образовании гор и впадин, рельефа равнинных областей, а также самих материков и ложа океанов. В конце прошлого столетия в работах И. В. Мушкетова по Средней Азии были установлены современные тектонические движения, их связь с сейсмическими явлениями. Все орографические элементы этой страны были объяснены проявлением тектонических процессов: хребты — это выраженные в рельефе складки. Изучение форм современной орографии, обусловленных тектоническими структурами, проводилось многими как русскими, так и зарубежными исследователями. В 1908 г. Э. Зюсс одним из первых выделил различные формы проявления тектонических структур в современной орографии горных стран. В равнинных и горных областях на это в 1893 г. указал В. Тессейр, впервые предложивший термин «оротектоника». Аналогичные мысли высказывались неоднократно, в том числе и в России, но они не получили должного обобщения.

В то же время о геологическом строении какой-либо территории часто судили на основании особенностей ее рельефа. Считалось, что рельеф горных стран находится в прямой связи с создавшей его складчатостью. Например, И. В. Мушкетов в конце XIX в. пришел к заключению, что хребты и впадины Средней Азии обязаны своим происхождением пликативным тектоническим процессам, выразившимся в образовании крупных складок, проявившихся в рельефе. И. В. Мушкетов для обозначения этого процесса использовал термин «орология», предложенный А. Пенком. Однако в равной мере для него пригоден и тер-

4955

мин «орогектоника». Взгляд, что горы созданы складчатыми процессами, в то время безраздельно господствовал среди геологов [38].

В. А. Обручев в работах по зарубежной Азии (1895 г.), а позднее — по Алтаю и Сибири (1911—1922 гг.) показал, что современный рельеф не имеет такой связи с палеозойской складчатостью, а обусловлен гораздо более поздними по отношению к складчатости проявлениями дизъюнктивных дислокаций — разломной тектоникой, сопровождавшейся молодыми кайнозойскими глыбовыми перемещениями по разломам. В работах В. А. Обручева этих лет можно найти термины «юные движения», «молодые движения», «новейшие складчатые дислокации», «молодые глыбовые движения» и другие. Эти взгляды первоначально встретили отрицательное отношение. Позже вывод, что горы, подобные Алтаю, обусловлены не палеозойскими пликативными дислокациями, а молодыми палеоген-неогеновыми глыбовыми перемещениями по разломам, стал распространенным. Весьма вероятно, что эти идеи для самого В. А. Обручева позже явились отправными для выделения в тектонике самостоятельной главы в геологии—неотектоники, получившей широкое признание в СССР и за рубежом.

В это время появились работы по быстрым современным движениям. К ним, например, относятся исследования Г. В. Абиха (середина XIX в.) на Кавказе, связавшего землетрясения с перемещениями по разломам; исследования И. В. Мушкетова, А. Е. Лагорио, К. И. Богдановича, Д. И. Мушкетова и других изучавших разрушительные землетрясения Средней Азии (рубеж XIX—XX вв.). Было показано, что земная кора находится в непрерывном движении, подвергается непрерывным толчкам, дрожанию и смещению ее частей. В 1911 г. Б. Б. Голицыным, создателем первого сейсмографа, был поставлен ряд научных проблем по выявлению предвестников землетрясений. Работами К. И. Богдановича, Д. И. Мушкетова и других было установлено, что землетрясения сопровождаются на поверхности Земли образованием различных остаточных деформаций, что открывало широкие возможности изучения вопросов геологии землетрясений, их связи с типичными структурными формами данного участка земной коры. Уже тогда были выделены деформации, в настоящее время называемые сейсмодислокациями. В 1911—1914 гг. К. И. Богдановичем было отмечено, что познание явлений землетрясений и их причин не только в руках физиков, которые изучают лишь упругие деформации тела Земли, но и геологов; обращено внимание на изучение формы, направлений, распространения остаточных деформаций, количественной их оценки, что требует применения геодезических методов—приемов точной нивелировки и триангуляции. Эти работы заложили основы современных разделов знаний — сейсмологии, сейсмотектоники и актуотектоники.

С развитием геодезической сети стали появляться количественные данные о современных движениях земной коры. Научные основы проведения и использования повторного нивелирования в России были заложены Ф. Н. Красовским. Однако выработка методики выявления современных движений по данным повторных инструментальных наблюдений произошла только в 40-х годах нашего столетия.

Советский период формирования неотектоники. В 30-е годы работами комиссии по эпейрогеническим движениям при Международной ассоциации по изучению четвертичного периода было показано широкое распространение новейших движений. В то время они именовались движениями: «четвертичными», «молодыми», «эпейрогеническими», «современными», «новейшими». Отмечалось их большое практическое

значение. Появились частные обобщения, региональные сводки. В 1927 и 1944 гг. первые сводки по новейшим тектоническим движениям европейской части СССР дал Б. Л. Личков. В работах этого автора развивается и доказывается идея зональности эпейрогенических движений, вызванных оледенениями, и с ними связывается происхождение основных элементов рельефа Русской равнины. В 1933 г. эти представления оспаривались Г. Ф. Мирчинком, считавшим, что дифференцированный характер новейших тектонических движений определяется не оледенениями, а всей предшествующей тектонической историей Русской плиты. Этот автор видел следствие там, где Б. Л. Личков устанавливал причину, подчеркивая, что новейшие движения можно хорошо уяснить лишь на основе понимания общей тектонической структуры района. На Русской равнине Г. Ф. Мирчинк выделял ряд структурных элементов, обладающих своими индивидуальными особенностями движений. Оледенения же рассматривались как фактор, видоизменяющий общее направление тектонической истории, а не определяющий характер эпейрогенических движений.

К концу 30-х годов многими исследователями в СССР была осознана ошибочность прежних представлений на новейшее время как время тектонического покоя и была доказана широкая распространенность новейших тектонических движений. В 1936 г. в Вене на III Международной конференции Ассоциации по изучению четвертичного периода советскими геологами было указано, что в системе альпийской складчатости эти движения выразились в орогенезе, дислокациях. На платформах и в областях герцинских тектонических сооружений с этим временем совпадает усиление эпейрогенических движений, проявившихся в соответствии с геологической структурой разных участков. Отражение известных в 1938 г. фактов и господствовавших представлений дано в сводке М. М. Тетяева по «Геотектонике СССР», в которой указывается, что современное устройство этой территории, распределение суши и моря, образование береговых границ, выпуклости континента и глубины морского дна возникло не ранее четвертичного времени и представляет, вероятно, длительный процесс, продолжающийся и в настоящее время. Иными словами, образование современной оротектоники связывалось М. М. Тетяевым с развивающимися колебательными движениями при общей ведущей тенденции к поднятию. В 1954 г., используя методы анализа фаций и мощностей, В. В. Белоусов пришел к выводу, что в настоящее время мы переживаем момент поднятия страны, заключительного в альпийском цикле колебательных движений. При этом в пределах Русской равнины выявляются области меньших и бо́льших поднятий и относительных опусканий.

К этому же времени относится приведенное выше определение С. С. Шульца термина «новейшая тектоника», использовавшееся им еще в 1937 г. применительно к Тянь-Шаню. При этом подчеркивался складчатый характер новейшей тектоники Тянь-Шаня, проявившейся в течение неогена и четвертичного периода, в результате которой образовались хребты и впадины. Глыбовая тектоника для гор Средней Азии С. С. Шульцем отрицалась. По поводу этого определения в 1949 г. автор указывал, что такое толкование очень широко и неопределенно, так как включает и вертикальные, и горизонтальные движения, относящиеся не только к новейшему, четвертичному времени, но и ко всему кайнозою и мезозою.

Как известно, в то время в основу более дробного деления периодов складчатости была положена гипотеза, согласно которой периоды

складчатости могут быть связаны с процессами, проявляющимися на крупных участках земной коры, но не охватывающими всей площади последней. При этом в других крупных областях, как указывал в 1937 г. А. Д. Архангельский, ощущаются лишь слабые отзвуки тех же движений. Таким образом, из альпийского периода складчатости был выделен О. С. Вяловым мезозойский, или тихоокеанский, который А. Н. Мазарович назвал иеншанским. А. Д. Архангельским был поставлен вопрос о расчленении и собственно альпийского этапа развития земной коры на два, а в 1953 г. В. А. Николаев писал, что в Средней Азии чрезвычайно выпукло представляется все своеобразие процессов неоген-четвертичной стадии альпийского периода, что вполне оправдывает выделение движений и структур этой стадии как качественно новой формы тектогенеза в необратимой эволюции процессов, характеризующих подвижные пояса земной коры.

В 40-х годах появляются многочисленные данные по неотектонике СССР. Первые итоги были подведены на конференциях, организованных в 1946 г. Сейсмологическим институтом АН СССР совместно с Центральным научно-исследовательским институтом геодезии, аэросъемки и картографии и Московским геологоразведочным институтом и в 1948 г.— Географической секцией Московского общества испытателей природы.

К 1947 г. автором была показана повсеместность проявления новейших, в том числе и современных тектонических движений, которые ранее связывались только с отдельными участками. Позже в 1955 и 1956 гг. за рубежом к таким же выводам пришли Е. Вегманн и Хуан Цзи-цин. В настоящее время эти выводы являются общепринятыми. В многочисленных работах были широко освещены новейшие движения, их роль в «жизни» земной коры. Такие представления, хотя и развивались большой группой ученых, не были приняты сразу. Многие геологи, и особенно географы, отрицали проявление новейшей тектоники, предпочитая множество фактов объяснять внешними геологическими процессами в условиях неподвижной, незыблемой земной коры, особенно в районах равнинных платформенных областей. Уточнил понимание новейшей тектоники в 1948 г. В. А. Обручев. Он указал, что новейшие тектонические движения — очень распространенное явление. Произвольно употреблявшиеся термины «новые», «новейшие», «молодые движения», «современные движения», «новейшие тектонические движения», «новейшая тектоника» и др. В. А. Обручев предложил заменить новым термином и выделить новый раздел геологии — неотектонику. Он понимал ее как учение о структурах земной коры, «созданных при самых молодых ее движениях, происходивших в конце третичного и в первой половине четвертичного периода», имеющих «существенное значение в формировании современного рельефа земной поверхности» [54]. Тогда же В. А. Обручев предложил эти движения отделить от альпийского цикла тектогенеза, а в 1950 г. автором было предложено выделить новый, самый молодой неотектонический этап развития земной коры. Первоначально выделение неотектонического этапа В. А. Обручев ограничивал поверхностью суши всего земного шара. Позже было доказано планетарное распространение новейших движений и в 60-х годах автором была предложена концепция глобального неотектонического этапа. Было сделано заключение, что обособление из альпийской эпохи складчатости самостоятельного геотектонического этапа развития земной коры, нашедшего свое выражение в

становлении современного лика Земли,— еще один итог советской неотектоники [41].

Независимо от советских исследователей Г. Штилле отмечал усиление тектонической активности Земли, что позволило ему в работах 1936 и 1955 гг. говорить, что мы живем в заключительную стадию орогенического периода. Повторяя ранее высказанные взгляды, в 1924 г. В. Пенк, в 1955 г. Ж. Буркар и др. исследователи каждую горную цепь рассматривали как ныне поднимающуюся систему складок. Накопление фактических данных по неотектонике позволило автору [40] дать оценку применявшимся методам ее изучения, сформулировать необходимость применения комплексного метода и дать монографическое ее описание для территории СССР. В это же время автором впервые был дан картографический синтез всех данных по новейшей тектонике территории европейской части СССР (в масштабе 1 : 10 000 000) и по территории СССР в целом (в масштабе 1 : 15 000 000), впоследствии несколько видоизменявшийся и уточнявшийся, а в 1947 г. синтез неотектоники по территории Тянь-Шаня впервые был дан С. С. Шульцем.

В это же время формируется советская школа сейсмотектонистов. В 1933 г. Д. И. Мушкетовым, позже Г. П. Горшковым впервые в мире была составлена карта сейсмического районирования территории СССР. После переработки этой карты при участии большого коллектива под редакцией В. Ф. Бончковского и Г. П. Горшкова впервые было установлено, что сейсмические явления связаны с областями интенсивного проявления новейших тектонических движений независимо от того, какие элементы тектонической структуры коры ими захватываются. После катастрофического землетрясения 5 октября 1948 г., разрушившего г. Ашхабад, проблема прогноза землетрясений и поисков их предвестников стала одной из центральных, которая с 1949 г. разрабатывалась под руководством Г. А. Гамбурцева и В. В. Белоусова. Над этой проблемой работал большой коллектив геофизиков разных специальностей, геологов, теоретиков и экспериментаторов. Задача предсказания землетрясений оказалась чрезвычайно сложной. Однако работы, проведенные Г. А. Гамбурцевым, его учениками и сотрудниками, способствовали углублению наших знаний о природе землетрясений и радикальному улучшению методики геофизических, в частности, сейсмологических наблюдений, развитию экспериментальных тектонофизических работ, разработке четкой программы дальнейших исследований.

Эти работы позволили сформулировать две стороны прогноза землетрясений: прогноз места и силы землетрясений, или сейсмическое районирование, и прогноз времени возникновения разрушительных землетрясений. При этом долгосрочный прогноз рассматривается как часть задачи сейсмического районирования. Над этой проблемой продуктивно продолжают работать и в настоящее время (см. рис. 1).

Наиболее важным итогом изучения неотектоники к концу 50-х годов была разработка принципов и методов составления обзорной карты неотектоники СССР и составление в 1959 г. большим авторским коллективом карты новейшей тектоники СССР в масштабе 1 : 5 000 000 под редакцией Н. И. Николаева и С. С. Шульца. Появление обзорной карты неотектоники всей территории СССР знаменовало определенный этап в развитии представлений о неотектонике, подводило итог нашим знаниям о тектонических структурах, сформировавшихся в результате движений новейшего этапа тектонического развития Земли. Карта сыграла большую роль в повышении интереса к неотектонике, становлении ее как науки, стимулировала дальнейшее ее развитие и изучение

широким кругом исследователей. Этому способствовала и опубликованная автором [41] монография по неотектонике СССР. В ней давалось уточненное понимание неотектоники как учения о различных тектонических процессах и обусловленных ими структурных формах, образовавшихся в неоген-антропогеновое время и определяющих основные черты современного рельефа поверхности земного шара. При этом указывалось, что усиление движений иногда начиналось с олигоцена, что активизация тектонических процессов не везде синхронна, не везде может быть точно датирована, но в подавляющем большинстве случаев укладывается в рамки неогенового и антропогенового периодов. В это же время значительно увеличился поток публикаций неотектонических карт по отдельным районам, появились обобщающие карты и монографии по обширным территориям, усилился интерес к неотектонике морей и океанов.

В 1964 г. в МГУ состоялось Всесоюзное межведомственное совещание по неотектонике, наметившее проблемы дальнейшего ее изучения [60, 73 и др.]. Итоги изучения неотектоники совместно с обсуждением вопросов структурной геоморфологии подводились также на межведомственных совещаниях, организованных геоморфологической комиссией АН СССР, труды которых были опубликованы в 1964, 1965, 1973 гг., а также на межведомственных совещаниях по методике изучения новейших движений в Волгограде, Актюбинске, Харькове и др., труды которых опубликованы соответственно в 1965, 1966, 1968 гг. В 1960 г. были организованы комиссии по координации неотектонических и геоморфологических исследований: при Башкирском филиале АН СССР и в Прибалтике, а также отделы неотектоники и геоморфологии в различных институтах Союзной и республиканских академий наук и Министерства геологии СССР. Всеми этими организациями проводилась большая систематическая работа, результатами которой явились совещания и публикация их материалов. Произошло уточнение применявшихся терминов. Движения, изучающиеся с применением инструментальных методов, стали называть современными. Большим событием была организация при ОГГН Академии наук СССР Комиссии по изучению современных тектонических движений. Начиная с 1958 г. проводились регулярные совещания, посвященные результатам работ по геодезическим, уровнемерным, геолого-геоморфологическим, геофизическим и прочим наблюдениям, выявляющим закономерности проявления современных движений. С 1962 г. дополнительно обсуждались вопросы по систематическим инструментальным наблюдениям на геодинамических полигонах.

В 1960 г. в составе Геодезического и геофизического союза (МГГС) была создана постоянная Комиссия по современным движениям земной коры, президентом которой был избран Ю. А. Мещеряков. В последующие годы, начиная с 1962 г., регулярно созывались международные симпозиумы (Хельсинки — 1965 г., Ленинград — 1968 г., Москва — 1971 г., Цюрих — 1974 г. и др.). В этот же период Ю. А. Мещеряков учение о современных движениях предложил называть геокинетикой, а позже В. Е. Хаин предложил более точный термин — актуотектоника.

Проблемы современных движений, их изучение на полигонах обсуждались на симпозиумах. В СССР они состоялись в Москве (1961 г.), Таллине (1964 г.), Симферополе (1967 г.), Ташкенте (1970 г.), Таллине (1972 г.), Львове (1977 г.), Кишиневе (1981 г.) и др. Учитывая, что на каждом совещании заслушивалось по несколько десятков докладов,

позже публиковавшихся, можно представить себе динамику роста литературы по этим проблемам. В это же время была составлена сводная карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы в масштабе 1 : 2 500 000 (редактор Ю. А. Мещеряков) и в 1973 г.— несколько отличающийся по содержанию макет той же карты в масштабе 1 : 10 000 000. Карты отразили интенсивность и направленность современных движений. При их составлении был использован комплексный подход, объединивший данные геодезистов, океанографов, геоморфологов, геологов, геофизиков.

Следует отметить, что в 1966 г. в Лейпциге (ГДР) была организована Комиссия многостороннего сотрудничества академий наук социалистических стран (КАПГ) по комплексной проблеме «Планетарные геофизические исследования». В рамках этой организации действуют специальные подкомиссии: современные движения земной коры, изучение землетрясений и сейсмическое районирование, геофизические аспекты геодезии и др. В подкомиссии «Современные движения земной коры» работают три рабочие группы: 1) по карте современных движений земной коры Восточной Европы; 2) по комплексным исследованиям на полигонах (на территории социалистических стран Восточной Европы организовано более 10 полигонов), 3) по изучению приливов — современных короткопериодических движений. Многие межведомственные всесоюзные совещания, организованные в СССР, происходили или совместно, или при участии членов КАПГ из разных социалистических стран.

Идеи неотектоники получили признание за рубежом. Неотектоникой занимаются во всех странах мира. Ей посвящаются специальные научные сессии: в 1953 г. в Голландии, в 1955 г. в ФРГ, в 1956 и 1957 гг. в КНР. Много внимания этим вопросам уделяется и в других странах (Япония, Швеция, Финляндия, Чехословакия, Югославия, Франция, Италия, США). Появилось огромное количество публикаций.

Показателем признания неотектоники явилась организация специальной Комиссии по неотектонике на IV Международном конгрессе ИНКВА (Рим, 1953 г.). Ее первым президентом Ж. Буркаром (Франция) была поставлена задача сбора и систематизации информации по четвертичной тектонике. На V конгрессе (Мадрид, 1957 г.) интерес к этой проблеме возрос. На VI Международном конгрессе ИНКВА (Варшава, 1961 г.) президентом Комиссии был избран Н. И. Николаев, переизбиравшийся на VII (Денвер, США, 1965 г.) и VIII (Париж, 1969 г.) конгрессах. В этот период (1961—1973 гг.) основная работа была направлена на разработку легенд общих международных карт неотектоники. Были составлены карта неотектоники Европы масштаба 1 : 10 000 000 (гл. редактор Н. И. Николаев), первый макет карты неотектоники Мира. На последующих конгрессах (Новая Зеландия, 1973 г.; Англия, 1977 г.) президентами Комиссии избирались А. Сугимура (Япония) и Р. Фейрбридж (США), позже Н. А. Мёрнер (Швеция). За это время происходили пленарные засения Комиссии в Москве (1966, 1972 гг.). Помимо проблем картографирования, рассматривались методические вопросы, вопросы геодинамики и сейсмотектоники, палеогеодезии, палеосейсмичности, захоронения радиоактивных отходов и др. [24]. С 1978 г. стал издаваться под редакцией Н. А. Мёрнера Бюллетень неотектонической комиссии ИНКВА.

Проделанная работа выявила значение неотектоники для понимания изменения всех компонентов природы земной поверхности — рельефа, климата, его производных, формирования фаций и формаций

новейших отложений, почв, животных, растительных организмов, человека; для решения задач стратиграфии и палеогеографии.

Современное состояние неотектоники, ее практическое и теоретическое значение. В последние годы в науках о Земле ставились и комплексно разрабатывались крупные международные проекты, в которых неотектоника играла большую роль, что способствовало ее дальнейшему развитию. Среди них отметим: 1) проект изучения современных движений в рамках МГГС в комиссии по современным движениям; 2) изучение неотектоники в рамках ИНКВА в комиссии по неотектонике; 3) международный проект Литосфера, охватывающий работу многих рабочих групп и комиссий. В них рассматриваются: распределение напряжений и деформаций литосферы; механизмы этих движений; изучение движений полюсов, изменение вращения Земли; корреляция различных геодинамических и геофизических процессов и явлений; предсказания и предотвращение или ослабление вредных явлений как природных, так и обусловленных деятельностью человека (извержения вулканов, землетрясения, цунами, изменения климата, абразия прибрежных зон и др.).

Международный проект по прогнозу землетрясений в рамках ЮНЕСКО предусматривает: 1) изучение предвестников землетрясений; 2) комплексные натурные наблюдения импульсных движений на геодинамических полигонах; 3) изучение влияния технической деятельности человека на эндогенные процессы; 4) прогноз землетрясений (см. рис. 1).

Проводилась разработка проблем новейшей тектоники в рамках Международного геологического конгресса и Международного географического конгресса. Предстоит работа по международной геосферно-биосферной программе «Глобальные изменения». На основе международных проектов, где в комплексе со специальными вопросами изучаются проблемы неотектоники, действуют международные, национальные и межведомственные организации, изучающие перечисленные выше вопросы. В указанных программах неотектоника является одним из инструментов в познании сложных природных процессов, результаты их комплексного изучения дают важные материалы для более полного понимания новейшего тектонического этапа развития земной коры и планеты в целом.

Комплексный подход к изучению главнейших проблем в науках о Земле привел:

1) к выработке комплексной методики в изучении неотектоники; более строгой формулировке задач исследования и определению оптимального комплекса методов изучения применительно к ставящимся задачам и особенностям района;

2) к взаимной ассимиляции различных наук, потере границ между отдельными науками и научными дисциплинами. В неотектонике это сказалось на том, что некоторые исследователи неправильно стали считать неотектонику не разделом геотектоники, а частью геоморфологии.

Тесные связи между различными науками повлияли на понимание объектов исследования. В неотектонике и геоморфологии они значительно расширились. Изучая природу движений, необходимо привлекать данные смежных наук и учитывать качественно иной характер глубинных процессов по сравнению с процессами, идущими в земной коре. Для понимания неотектонических процессов необходимо выявление геодинамических связей, взаимообусловленности геологических явлений с астрономо-геодезическими, геофизическими, геохимическими,

петрологическими и географическими процессами и явлениями, что позволяет более правильно понимать наблюдаемые на поверхности Земли сложные явления и давать им необходимое истолкование. Все это заставляет применять более широкие методы анализа.

Современное состояние неотектоники отразило Всесоюзное совещание по проблемам неотектоники и современной динамики литосферы (Таллин, 1982 г.). Достигнутые успехи позволили рассматривать неотектонику как новое методическое направление, которое заняло прочное место в общем комплексе геолого-геоморфологических, геодезических, геофизических и поисковых работ, проводимых как на территории СССР, так и за рубежом. Выявлена важная роль неотектоники в изучении внутреннего строения Земли.

Разработкой научных и практических задач неотектоники занимается специально созданная на геологическом факультете Московского университета лаборатория неотектоники и сейсмотектоники. Ею составляются обзорные карты новейшей тектоники, ведется большая международная работа, разрабатываются количественные методы исследований тектонических движений.

В результате коллективных комплексных исследований составлены и опубликованы разномасштабные карты новейшей тектоники различных территорий СССР (под редакцией С. С. Шульца, Л. П. Полкановой, И. П. Варламова, Н. И. Николаева, А. Г. Золотарева, Н. А. Флоренсова, А. В. Вострякова, Н. А. Логачева, С. И. Шермана и др.). Составлены также обзорные карты Европы (гл. редактор Н. И. Николаев), Советского Союза и сопредельных областей (гл. редактор Н. И. Николаев), Южной Азии и сопредельных областей, Мира, отдельных континентов (под редакцией Н. И. Николаева, А. А. Наймарка, Ю. А. Кузнецова, Е. Е. Милановского и др.).

Получен обширный материал по современным движениям и деформациям земной коры. Составлены оригинальные карты разных масштабов современных движений земной коры (под редакцией Ю. А. Мещерякова, Д. А. Лилиенберга и др.), обзорная карта современных движений СССР; многочисленные сейсмотектонические карты и карты сейсмического районирования (под редакцией В. И. Буне, Г. П. Горшкова, М. А. Садовского, В. П. Солоненко и др.). Разработана методика построения разнообразных производных карт новейшей тектоники (М. В. Гзовский, Г. И. Рейснер, П. Н. Николаев, Л. А. Сим и др.). Широкое применение нашли материалы по геофизике, различные расчетные методы и построения моделей для интерпретации современных движений и деформаций (В. А. Магницкий, Е. В. Артюшков, О. Г. Сорохтин, В. А. Кучай, П. Н. Николаев и др.). Выявлена важная роль неотектоники в исследовании глубинного строения земной коры и верхней мантии, а также деформации Земли как планетного тела.

Для установления неотектонических движений большое значение имеют восстановление истории формирования рельефа, данные региональной палеогеоморфологии, исторической геоморфологии. Обширный материал по этим вопросам дают обобщающие сведения по истории развития рельефа Сибири и Дальнего Востока, изданные в 1964—1976 гг. и др. Больших результатов можно ожидать от дешифрирования снимков, сделанных из космоса, техника расшифровки которых быстро прогрессирует [16, 25].

Изучение неотектоники стало актуальным для решения разнообразных практических задач. Данные неотектоники используются для оценки сейсмической опасности, для сейсмического районирования,

прогноза землетрясений и при геодезических работах. П. Н. Кропоткин, П. Н. Николаев, О. А. Лебедева, В. С. Хромовских и др. установили, что различные типы новейших тектонических структур характеризуются различным напряженным состоянием. Это делает актуальным изучение неотектоники для прогноза эпицентральных зон сильных землетрясений, особенно при выборе и оценке информативности геологических критериев сейсмичности. Знание закономерностей неотектоники очень необходимо при инженерно-геологических и гидрогеологических исследованиях по устойчивости склонов, строительстве туннелей, плотин, портовых сооружений, строительстве атомных электростанций, газо-нефтепроводов, оросительных систем, решении задач водоснабжения и т. д. В связи с возможностью возникновения возбужденной сейсмичности данные неотектоники существенны при выборе режима эксплуатации водохранилищ, проведения горных работ, прогнозировании горных ударов и выбросов в шахтах, устойчивости геодезических реперов, захоронения радиоактивных отходов. Сведения по истории и закономерностям новейших тектонических движений и деформаций имеют важное значение для прогноза мест расположения тектонических структур, скрытых на глубине и являющихся коллекторами нефти и газа, при выборе места закладки глубоких и сверхглубоких скважин, при прогнозировании рудных и нерудных полезных ископаемых, россыпных месторождений в пределах суши и шельфа.

Неотектоника способствует познанию причин тектонических явлений, стремится объяснить процессы, происходящие в глубоких частях Земли. Материалы по неотектонике очень важны для понимания рельефа земной поверхности, рельефообразующих процессов, интерпретации региональных геофизических данных, геоморфологических, геодезических и других аномалий. Изучение новейших тектонических движений и тектонических структур стало актуальным и при решении вопросов охраны окружающей среды.

Оценивая современное состояние неотектоники как научной дисциплины, мы должны признать ее бурное развитие. Неотектоника — оформившееся направление в геотектонике. Она имеет огромное значение для понимания многих явлений природы, наших теоретических представлений о развитии земной коры, литосферы. Неотектоника возникла и получила дальнейшее развитие в СССР. Теперь ею занимаются во многих странах, многих международных организациях. Ей посвящена огромная литература. Углубленное изучение движений и деформаций земной коры позволяет надеяться на получение достоверных материалов для прогноза быстрых движений — землетрясений, одной из важнейших проблем современности.

Изучение неотектоники вместе с тем показало, что перед ней стоят многочисленные задачи и проблемы, требующие дальнейшей разработки. Главнейшие из них: 1) необходимость продолжения сбора новых региональных данных по всем континентам и ложу океанов с целью установления коррелятивных связей между геологическими, геофизическими, астрономо-геодезическими, географическими и антропогенными явлениями и выработка единой трактовки процессов геодинамики литосферы; 2) внедрение количественных методов анализа неотектоники с применением ЭВМ, дистанционных методов и др.; 3) разработка и составление новых карт неотектоники с отражением элементов современной геодинамики, необходимых для практического использования, с более полным отображением новейших горизонтальных движений и разрывных деформаций земной коры; 4) использование данных неотек-

тоники и геодинамики для разработки более полной и всеобъемлющей модели современной и новейшей геодинамики Земли, учитывающей достижения в различных областях наук о Земле; 5) изучение напряженного состояния земной коры и верхней мантии, выявление кинематики новейших движений и механизмов деформаций структурных форм; 6) изучение природы всех типов неотектонических движений; 7) изучение влияния неотектоники на формирование и сохранение месторождений рудных и нерудных, россыпных, твердых и жидких полезных ископаемых; 8) выявление механизма широко развитых на континентах и в пределах дна акваторий концентрических дислокаций (структур центрального типа); 9) изучение влияния деятельности человека на проявление тектонических движений (медленных и быстрых), изучение их геодинамики и использование при решении вопросов охраны окружающей среды.

Очевидно решение всех этих вопросов возможно при совместном рассмотрении современной и новейшей тектоники и геодинамики, при комплексном их анализе.

СОДЕРЖАНИЕ И СТРУКТУРА НЕОТЕКТОНИКИ

Содержание неотектоники и ее разделы. В настоящее время нет единства в делении геотектоники (тектоники) на отдельные разделы или более узкие научные дисциплины. За рубежом геотектоника нередко рассматривается как составная часть динамической геологии. В СССР чаще всего выделяют следующие тесно связанные между собой разделы: региональную, морфологическую геотектонику, или структурную геологию, историческую, общую геотектонику, включающую геодинамику и теоретическую геотектонику. Направление в геотектонике, исследующее данные непосредственных наблюдений над тектоническими движениями и процессами, как современными, так и происходящими на протяжении жизни культурных поколений человечества, Ю. А. Косыгин [8] предлагает выделять в особый раздел — динамической тектоники.

Положение неотектоники в указанных разделах рассматривается по-разному. Так, В. Е. Хаин считает ее частью раздела исторической геотектоники, исследующей специальными методами последний отрезок геологического времени,— новейший этап развития структуры земной коры; В. В. Белоусов и Ю. А. Косыгин — частью общей геотектоники, включая ее в геодинамику; Б. П. Бархатов и Л. И. Красный относят ее к самостоятельному разделу геотектоники; Н. И. Николаев рассматривает неотектонику как особое направление в геотектонике, в которой могут быть выделены все перечисленные выше разделы (рис. 2). Кратко охарактеризуем их.

Региональная неотектоника преследует задачу систематического описания новейшей тектоники и проявлений тектонических движений отдельных территорий. Основным методом познания новейшей тектоники, установления закономерностей ее проявления является составление карт неотектоники с обязательным использованием аэрофотоматериалов и космических снимков. Картографирование осуществляется при государственной комплексной съемке разных масштабов и составлении обзорных мелкомасштабных карт. При общих региональных исследованиях описываются структурные формы разного порядка (в соответствии с масштабом изучения), их взаимные группировки, анализ истории их развития. Дается систематическое описание неотек-

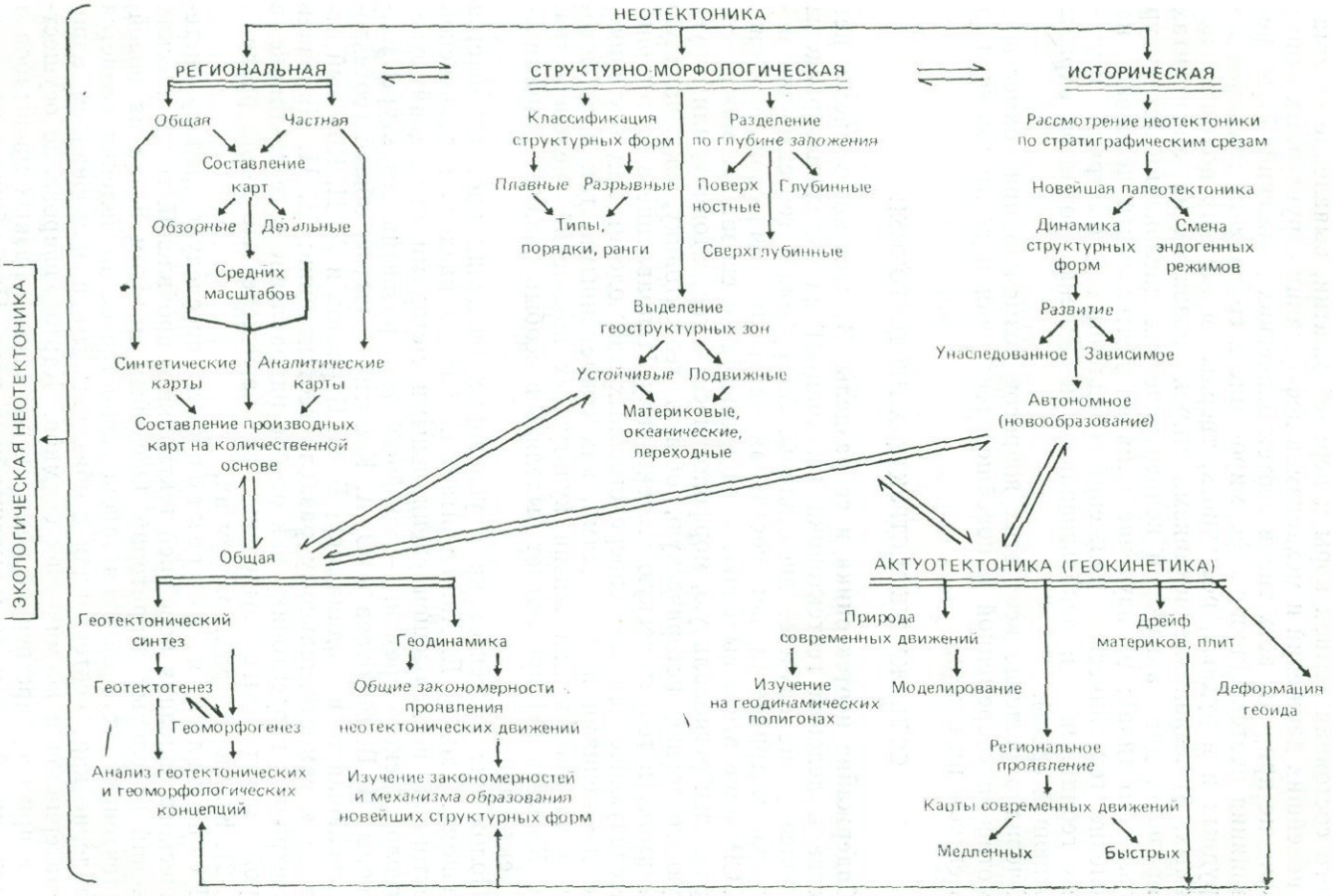


Рис. 2. Структура и содержание неотектоники

тоники с установлением как индивидуальных, так и общих черт строения того или иного района. Восстанавливается новейший структурный план и его соответствие (несоответствие) структурному плану более ранних этапов тектонического развития. При специальных (частных) региональных неотектонических исследованиях в соответствии с решением той или иной практической задачи изучаются и картируются отдельно взятые структурные формы, такие, как «живущие» разломы, блоки, складки и т. д.

Данные региональной неотектоники являются основой неотектонического районирования и составления специальных карт неотектоники. На их основе строятся различные производные карты.

Структурная или морфологическая неотектоника изучает структурные формы залегания горных пород (образующих геологические тела), созданные тектоническими движениями в пределах материков и дна океанов. При этом разрабатывается их классификация с учетом условий образования структурных форм. Рассматривается преобразование новейшими тектоническими движениями ранее созданных структурных форм более древнего заложения. Дается классификация их по глубине заложения (поверхностные, глубинные, сверхглубинные); выявляется степень унаследованности новейших структурных зон с разделением их на устойчивые и подвижные. Помимо описания внешнего облика различных новейших структурных форм, морфологическая неотектоника в какой-то мере занимается выявлением условий их образования, разрабатывает вопросы кинематики движений.

Историческая неотектоника в пределах олигоцен-четвертичного времени изучает последовательное развитие новейших структурных форм (поэтапное развитие) по условно выбранным стратиграфическим срезам. Устанавливаются отдельные этапы ускорения и замедления новейших тектонических движений, динамика в развитии структурных форм, стадии неотектонического развития. По этим данным строятся поэтапные карты неотектоники. Сопоставление их выявляет динамику развития структурных форм, позволяет установить унаследованное, зависимое или автономное (наложенное) развитие. Выявляется смена во времени эндогенных режимов. Уже в настоящее время появились исследования по исторической неотектонике Украины, Крыма, Кавказа и других регионов.

Общая неотектоника рассматривает общие закономерности проявления новейших тектонических движений. Изучаются закономерности и механизмы образования новейших структурных форм. Новые разработки в неотектонике дают возможность проверить основные положения различных геотектонических гипотез и тем самым способствуют развитию общей теории геотектоники. Сумма всех данных позволяет более обоснованно подойти к оценке представлений в области геотектогенеза и тесно связанного с ним геоморфогенеза и дать более критический анализ геотектонических и геоморфологических концепций.

Актуотектоника — учение о современных движениях, для которых были предложены также несколько отличающиеся по объему понятий термины геокинетика и динамическая тектоника,— тесно связана с общей неотектоникой (раздел геодинамики); различными методами изучает природу современных движений; выявляет их распространение путем составления специальных карт как медленных (колебательных), так и быстрых (сейсмических) движений; изучает дрейф материков, перемещение отдельных литосферных плит, деформацию

геоида, что существенно помогает разработке общей теории тектогенеза и геоморфогенеза. Если движения далекого геологического прошлого изучаются только по результатам их проявления, то неотектоника позволяет изучать непосредственное действие этих движений и применять эти данные, в разумных пределах, для истолкования тектонических процессов прошлого.

Экологическая неотектоника рассматривает проблемы экологии не только с точки зрения отрицательного влияния хозяйственной деятельности человека на среду, на проявление эндогенных процессов, но и с позиций охраны окружающей геологической среды. Земная кора рассматривается, например, как ведущая и определяющая часть биосферы, как среда обитания и деятельности человека (В. И. Вернадский, А. В. Сидоренко, Е. М. Сергеев). Возникает задача прогноза развития окружающей среды в связи с интенсивной хозяйственной деятельностью человека, прогноз ее естественного развития и антропогенных изменений (медленные, быстрые движения). Важная проблема экологической неотектоники — разработка научных основ прогнозирования и борьбы со стихийными природными как эндодинамическими, так и экзодинамическими явлениями и процессами.

Все перечисленные разделы неотектоники тесно взаимосвязаны и взаимообусловлены (см. обратные стрелки на рис. 2).

Виды неотектонических движений. Чисто условно, в зависимости от времени проявления движений и применяемых методов их установления, в пределах неотектонического этапа чаще всего различают следующие движения и структурные формы: импульсные, техногенные, современные, исторические, молодые, четвертичные (плейстоценовые) и новейшие. При использовании этих терминов и вкладываемых в них понятий следует иметь в виду, что по своей природе и характеру эти движения не могут быть строго выделены ни по методическому, ни по возрастному принципам. Все указанные подразделения движений в пределах неотектонического этапа являются в той или иной мере условными, выделяющимися по комплексу признаков. Как справедливо указывает А. А. Никонов [51], в настоящее время главнейшими критериями выделения современных и голоценовых движений пока являются целесообразность и договоренность. Это же относится и ко всем другим выделяемым движениям. Кратко охарактеризуем их.

Импульсные (сейсмические) движения являются следствием развития геологической обстановки и тектонических деформаций, когда накопление напряжений в горных породах достигает уровня временной прочности данной среды и образуются землетрясения. Периоды относительного покоя, когда происходит накопление упругих напряжений, чередуются с импульсами быстрого движения со скоростью 10^{-8}—10^{-12} лет, в момент которых в упруго деформированных горных породах происходит сбрасывание напряжений с выделением сейсмической энергии. Возникают упругие колебания и остаточные деформации в виде трещиноватости, разрывов разной протяженности и др.

Скорость сейсмических движений трудно поддается измерению. Ее оценка по остаточным деформациям составляет метры в секунду. Это превышает скорость медленных тектонических движений более чем на 10 порядков. Разрядка напряжений происходит не мгновенно, а в зависимости от их интенсивности занимает от одной до нескольких секунд ($\sim$10 с). Время разрядки получило название «сейсмической текучести».

Сейсмические движения Ю. А. Косыгин называет «быстрыми», противопоставляя их «медленным» поднятиям и опусканиям земной поверхности или тектоническому крипу, и выделяет как «сейсмогенные». Нередко используют термин «сейсмотектонические» движения, поскольку они ведут к образованию остаточных деформаций, называемых сейсмодислокациями. Часто используется термин «импульсные» движения (Д. А. Казимиров, Н. И. Николаев). Под сейсмичностью следует понимать проявление импульсных тектонических движений какого-либо района, основной особенностью которых является их дискретность во времени и в пространстве. Среди них выделяют землетрясения — единичные сотрясения — импульсы, всегда привязанные к конкретным координатам времени и пространства. Таким образом, импульсные движения запечатлеваются в тектонической структуре, текстуре горных пород, геологических разрезах и влияют на развитие рельефа, особенно в плейстосейстовых областях сильных землетрясений. Они представляют большой практический интерес и являются объектом изучения не только сейсмологов, но и геологов.

Техногенные движения вызваны или обусловлены инженерной и хозяйственной деятельностью человека. Это преимущественно поверхностные перемещения, возникающие благодаря смешанному воздействию различных источников энергии, обусловленные усилением или ослаблением естественных тектонических процессов на локальных небольших участках. Техногенные движения протекают на фоне проявления других категорий движений и разграничить их бывает трудно и не всегда возможно. Подразделяются они на медленные и быстрые движения, связанные с изменением статической нагрузки, гидростатических условий в недрах, приложением динамической нагрузки, искусственным изменением температуры недр, изменением напряженного состояния горных пород и другими факторами. Время их проявления оценивается от 10^{-8} до $6 \cdot 10^3$ лет. В процессе своей деятельности человек всегда воздействовал на природу. Вопросы взаимоотношений между человеком и природной средой рассматриваются в разделе экологической неотектоники.

Современные движения земной коры проявляются в виде деформаций на поверхности и в ее недрах под воздействием внутренних и внешних относительно литосферы факторов, в настоящее время и в последние 100—200 лет [51]. Первоначально название «современные движения» использовалось как термин свободного пользования и предназначалось для голоценовых, плейстоценовых и новейших движений. Выявляемые на поверхности современные движения отражают сложную интерференцию перемещений разного генезиса. Под современными движениями следует понимать полигенетические, многокомпонентные перемещения земной поверхности, вещества недр и изменения формы Земли, изучающиеся инструментальными методами, отражающие накопление напряжений и деформаций под воздействием различных источников энергии. Такие перемещения отражают кинематику движений; динамика и генезис их требуют специального анализа. Длительность движений определяется до 10—10^2 лет. Задачи выявления природы этих движений с количественной оценкой оказываются необычайно сложными. Решением их занимается раздел неотектоники — актуотектоника.

Исторические движения, также выделяемые условно, включают перемещения, фиксируемые по историческим и археологическим данным по отрезку времени в 10^2—$6 \cdot 10^3$ лет. Временной интер-

вал, определяемый понятиями исторического и археологического времени, оказывается для разных стран разным и частично соответствующим молодым движениям.

Под молодыми движениями земной коры понимают перемещения земной поверхности и деформации горных пород, происходившие в пределах $10—12 \cdot 10^3$ лет. Их часто называют голоценовыми, что не совсем точно, так как молодые движения включают не только послеледниковое, но и позднеледниковое время, выходящее за пределы возрастного интервала голоцена. Кроме того, разные исследователи в разных странах продолжительность голоцена оценивают по-разному — от $6 \cdot 10^3$ до $11 \cdot 10^3$ лет. Целесообразность выделения молодых движений определяется тем, что в этот отрезок времени произошли крупные изменения в физико-географической среде. Изучаются молодые движения, главным образом путем применения геолого-геоморфологических методов.

Совсем условно выделяются четвертичные (плейстоценовые, антропогеновые) движения. Это вызвано необходимостью учитывать четвертичную тектонику при изучении геологии и палеогеографии четвертичного периода продолжительностью около $1{,}8 \cdot 10^6$ лет. На комиссии по неотектонике ИНКВА (Амстердам, 1978 г.) было сформулировано определение неотектоники применительно к этому времени. Приводим его с исправлениями. Четвертичная тектоника — это любые активные движения земной коры или деформации геодезического исходного уровня, их механизмы, имеющие значение для разных практических целей и для возможных экстраполяций в будущее. Движения земной коры не могут быть изолированы от движений геологического прошлого (собственно неотектонических), поэтому четвертичная тектоника, как и неотектоника, не имеет реальной нижней границы во времени. Она включает движения различного масштаба: мгновенные — сейсмические (10^{-8} лет), современные ($10—10^2$ лет), молодые ($10—12 \cdot 10^3$ лет) и учитывает более ранние неотектонические движения, если это необходимо для исследования четвертичной тектоники.

При интерпретации движений принимаются во внимание явления, происходящие внутри самой Земли, и внеземные источники. Рассматриваются вертикальные и горизонтальные движения земной коры (и их глубинные источники) и деформации океанической и континентальной поверхности геоида во времени. Это означает необходимость использования данных гравиметрии и изменения исходного геодезического уровня (как наземного, так и океанического). Должны тщательно изучаться скорости и частота различных геологических процессов. Ввиду того что четвертичная геология и неотектоника — типичные междисциплинарные разделы, должны использоваться данные всех отраслей наук о Земле, прямо или косвенно связанные с неотектоникой и четвертичной геологией. Анализ наблюдений, полученных при полевых исследованиях, должен сочетаться с выводами смежных дисциплин и теоретическими соображениями. В таком виде четвертичная тектоника имеет фундаментальное значение для выяснения условий обитания человека на Земле (сейсмичность, вулканизм, скорости и частота движений, непрерывность и прерывистость явлений и т. д.) и последствий его деятельности (инженерные сооружения, мелиорация, экспериментальные ядерные взрывы и т. д.). Для изучения четвертичных движений используется комплексный метод.

Неотектонические движения соответствуют отрезку времени неотектонического этапа ($35—40 \cdot 10^6$ лет), который включает все перечислен-

ные выше движения и структурные преобразования. Для изучения неотектонических движений и структурных форм применяются комплексные методы.

Геодинамические модели. Конечной целью неотектонических исследований является создание геодинамических моделей, позволяющих выявить механизм тектонических процессов и объяснить структуру земной коры и верхней мантии, а также ее выражение в современном рельефе твердой Земли. В геологии предложено большое количество моделей, основанных или на разном понимании внутриземных физических механизмов или на использовании только геологических данных.

Во многих национальных программах выявление геодинамики Земли, решение всех вопросов динамики литосферы подчинено концепции глобальной тектоники плит. Между тем идеи «мобилизма» или «фиксизма», развиваемые в теоретической геологии,— это лишь приближение к осознанной реальности. Ни одна из них не может считаться единственно правильной.

Изучение современной динамики литосферы должно учитывать геодезические и планетарные процессы, ведущие к изменению формы геоида, принимать во внимание различные точки зрения; та или иная предлагаемая модель должна быть не предвзятой, а вытекать из суммы достоверных геологических знаний и диалектической логики их осмысливания. С позиций большей части современных моделей тектогенеза планета Земля представляет собой как бы тепловую машину, в которой основное тепло выделяется при гравитационной дифференциации мантийного вещества в экзотермических реакциях, протекающих на разных уровнях, в частности, при взаимодействии мантии и ядра.

Предложены различные модели геодинамики Земли. Остановимся на некоторых из них. Одна из наиболее полно разработанных моделей была предложена В. В. Белоусовым [5]. Основой развития литосферы он считает дифференциацию вещества первичной неоднородной Земли. Гравитационная дифференциация в виде перемещения легкого материала из нижней мантии вверх происходит по отдельным каналам, нагретое глубинное вещество в которых отличается пониженной вязкостью. Поступающее в астеносферу вещество вызывает импульсы возбуждения астеносферы и различный характер ее взаимодействий с литосферой. Модель глубинных процессов и формирование структур земной коры оказываются разными в областях с разными эндогенными режимами. Большая роль отводится глубинным разломам, расчленяющим литосферу на отдельные глыбы. Выплавленный астеносферный материал проникает в литосферу в виде диапиров и астенолитов — тел, полностью отделившихся от астеносферы. Степень возбуждения астеносферы определяет тот или иной эндогенный режим. Сильные возбуждения астеносферы вызывают особенно большую механическую неустойчивость и значительные вертикальные перемещения астеносферы.

По мнению В. В. Белоусова, земная кора океанов является вторичной, возникшей за счет переработки (базификации) континентальной коры, ранее существовавшей на месте современных океанов, что совершенно отрицает горизонтальные движения, предусматривающиеся тектоникой плит. Модель литосферы в условиях различных эндогенных режимов дается на рис. 3.

В связи с успехами научно-технического прогресса и получением обширных данных по океаническому дну возникла модель тектоники литосферных плит, концепция развития литосферы Земли, известная под названием новой глобальной тектоники, или плейттектоники. Она

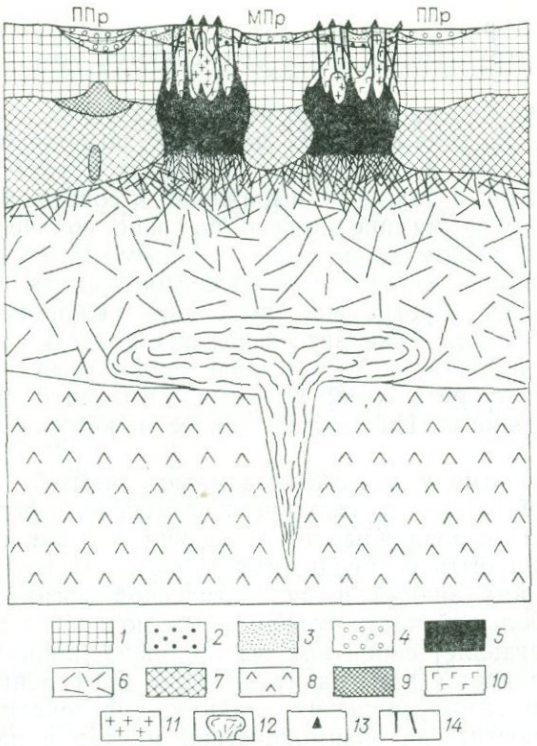
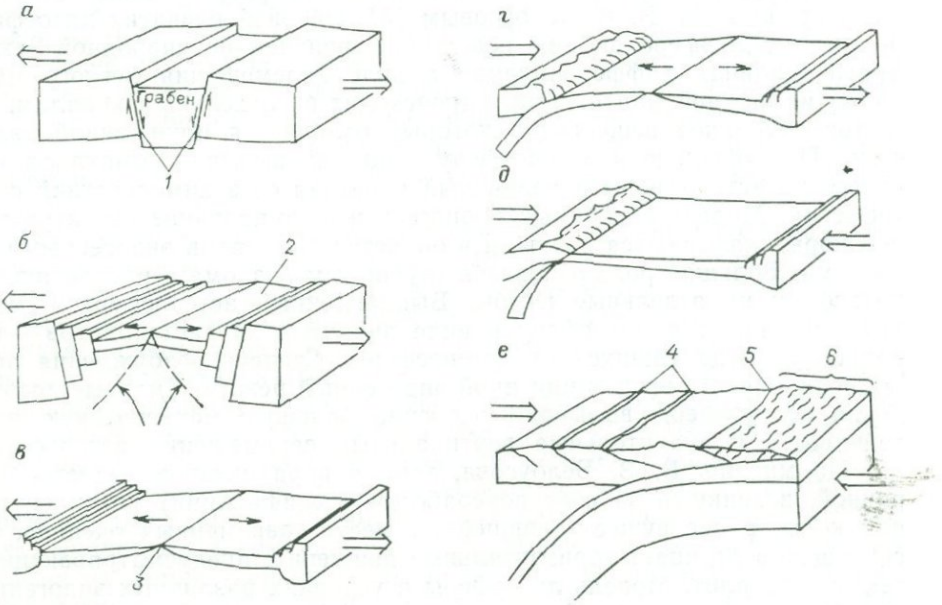


Рис. 3. Модель литосферы для орогенного режима. По В. В. Белоусову

1 — континентальная кора; формации: *2* — нижнетерригенная, *3* — верхнетерригенная, *4* — молассовая; *5* — расплавленный базальт; *6* — астеносфера (плотность штрихов соответствует интенсивности выплавления базальтов); *7* — субстрат (верхние твердые слои верхней мантии); *8* — слой Голицына; *9* — эклогиты; *10* — амфиболитовая фация; *11* — магма кислого и среднего состава; *12* — глубинный мантийный астенолит; *13* — вулкан; *14* — тектонический разрыв (МПр — межгорный прогиб; ППр — передовой прогиб)

Рис. 4. Модель геодинамики литосферы с позиций тектоники плит. По Дж. Уилсону

а — образование рифтовой долины; *б* — образование оси спрединга морского дна; *в* — образование океана; *г* — начало субдукции; *д* — субдукция срединно-океанического хребта; *е* — столкновение континентов. *1* — нормальные сбросы; *2* — океаническая кора; *3* — срединно-океанический хребет; *4* — внутриконтинентальные зоны надвигов; *5* — шов; *6* — осадки



включает рассмотрение геодинамики в масштабе всей Земли вместе с континентами, океаническими областями и зонами перехода континентов к океану; признает исключительную роль горизонтальных движений в формировании структур. Эти взгляды, на первых порах имевшие чисто геодинамическое направление, продолжали разрабатываться и быстро распространились среди широкого круга геологов многих стран мира, в том числе и в СССР.

В соответствии с первоначальной моделью верхняя жесткая оболочка Земли (литосфера) разбита на ряд плит толщиной от 10—12 до 70—80 км под океанами и до 200—300 км под континентами. Горизонтальные размеры плит меняются от нескольких сотен до 10—15 тыс. км^2. Конвективные течения мантийного вещества приводят к перемещениям литосферных плит со скоростью несколько сантиметров в год, и за продолжительное время могут достигать многих тысяч километров, этим объясняется дрейф континентов. В местах расхождения плит возникают разломы, рифтовые зоны, формируется новая кора. В местах сближения плит образуется континентальная кора, возникают островные дуги (рис. 4).

С получением новых данных, вовлечением в разработку модели данных исторической геологии, петрологии, геохимии и других дисциплин вышеприведенная схема значительно усложнилась. Один из новых вариантов наиболее полно изложен в 1982 г. А. В. Пейве и А. А. Савельевым. При изучении глубинных разломов были установлены разные их типы — сбросы, сдвиги, надвиги, раздвиги и шарьяжи. Показано, что все они кинематически связаны между собой. Сделано предположение о послойно дисгармоничном тектоническом течении вещества различных геофизических оболочек Земли, что в условиях латеральной неоднородности и определило их сложную структуру. Процессами тектонического расслаивания и дифференциального горизонтального смещения горных пород в пределах коры и верхней мантии объясняется возникновение мантийных и коровых шарьяжей, «литопластин», «расчешуивания» геологических комплексов. При этом срыв может происходить на любом уровне в зависимости от физических свойств геологического разреза.

Если концепция литосферных плит постулирует жесткость и твердость огромных плит и их большую геологическую однородность, другая модель принимает большую текучесть материала литосферы и ее реологическую неоднородность, изменение физических свойств на разных уровнях, как в пространстве, так и во времени. Это дает большие возможности понимания структуры земной коры, тектонических движений, явлений магматизма, рудогенеза. По мнению А. В. Пейве, во время крупных тектонических фаз тектонические движения одновременно охватывают по глубине всю литосферу, а не только земную кору. В это время происходят дифференциальные перемещения пластин, образующихся при расслаивании плит, их скучивание в одних местах, растяжение и растекание в других, влияющие на проявление вертикальных движений и формирование рельефа. Ряд исследователей допускает большие горизонтальные перемещения в пределах верхней мантии и ниже слоя астеносферы. Однако и в этой концепции не учитываются все факты по латеральной неоднородности отдельных оболочек, перераспределению геодинамических напряжений, изменению ротационного режима Земли и др. Дискуссионными остаются вопросы объяснения причин крупных горизонтальных перемещений и закономерностей их проявления.

Геодинамическая модель Земли, учитывающая потоки глобальной энергии, определяющей как эндогенные, так и экзогенные процессы, дана в 1980 г. Р. Фейрбриджем (рис. 5). Планета Земля рассматривается как один из объектов динамической системы Вселенной, все части которой имеют орбитальное движение и развивают взаимодействующие гравитационные поля. Земная кора подвергается экзогенным воздействиям, которые оказываются циклическими по своей природе. Циклическим воздействиям подвергается и атмосфера Земли. Поскольку доказан перенос энергии из атмосферы в гидросферу и литосферу, понимание климатических циклов является существенным и для исследования движений земной коры и разнообразных экзодинамических процессов. Рассматриваемая модель выглядит очень упрощенной, но она показывает всю сложность взаимодействующих и взаимообусловленных процессов, с которыми приходится иметь дело исследователю: необходимость учитывать динамику твердых, жидких и газообразных оболочек Земли.

Мы привели только несколько примеров геодинамических моделей. Исследователю же приходится сталкиваться с наличием многих моделей как частных, так и общих, отражающих разные точки зрения. Это обязывает подходить к ним критически, тщательно анализируя имеющиеся факты.

Неотектонический и морфоструктурный анализы. Проблема связи рельефа с геологическим строением в геоморфологии рассматривается очень давно. Она переросла в самостоятельную отрасль наук о Земле— учение о морфоструктурах — формах земной поверхности, созданных тектоническими движениями в их взаимодействии с факторами денудации и аккумуляции [31]. В работах И. П. Герасимова, С. К. Горелова, С. С. Коржуева, А. П. Рождественского и др. по теории морфоструктурного анализа часто рассматриваются вопросы неотектонического анализа и неотектоники. По справедливому мнению Ю. А. Мещерякова, несмотря на большую близость этих двух научных направлений, между ними нельзя ставить знак равенства. Понять правильно историю возникновения современных морфоструктурных элементов Земли невозможно без данных о неотектонике. Структурную геоморфологию нельзя отрывать от неотектоники. Отрыв неизбежно приводит к недооценке активной роли тектонических движений в развитии рельефа и ограничивает работу геоморфолога анализом пассивного влияния литологии и структуры на рельеф. Структурная геоморфология и неотектоника могут и должны развиваться в тесной связи, взаимно дополняя и обогащая друг друга [31]. По образному выражению, неотектоника является «душой» геоморфологии. Многие морфоструктурные элементы земной поверхности были сформированы или преобразованы именно новейшими тектоническими движениями или при их участии, создавая, по выражению И. П. Герасимова, формы «активной морфотектоники».

Выявляя соотношение морфоструктурного анализа и неотектоники, многие геоморфологи неверно понимают цели и задачи неотектонического анализа, сводя его только к изучению тектонических (неотектонических) движений, забывая, что не менее важной задачей является изучение новейших тектонических структур. Тем самым сужается предмет изучения неотектоники. Вместе с тем, предмет исследования морфоструктурного анализа в определенной части совпадает с неотектоникой, но задачи, которые решаются, оказываются разными. Часто подчеркивается, что морфоструктурным анализом охватываются эле-

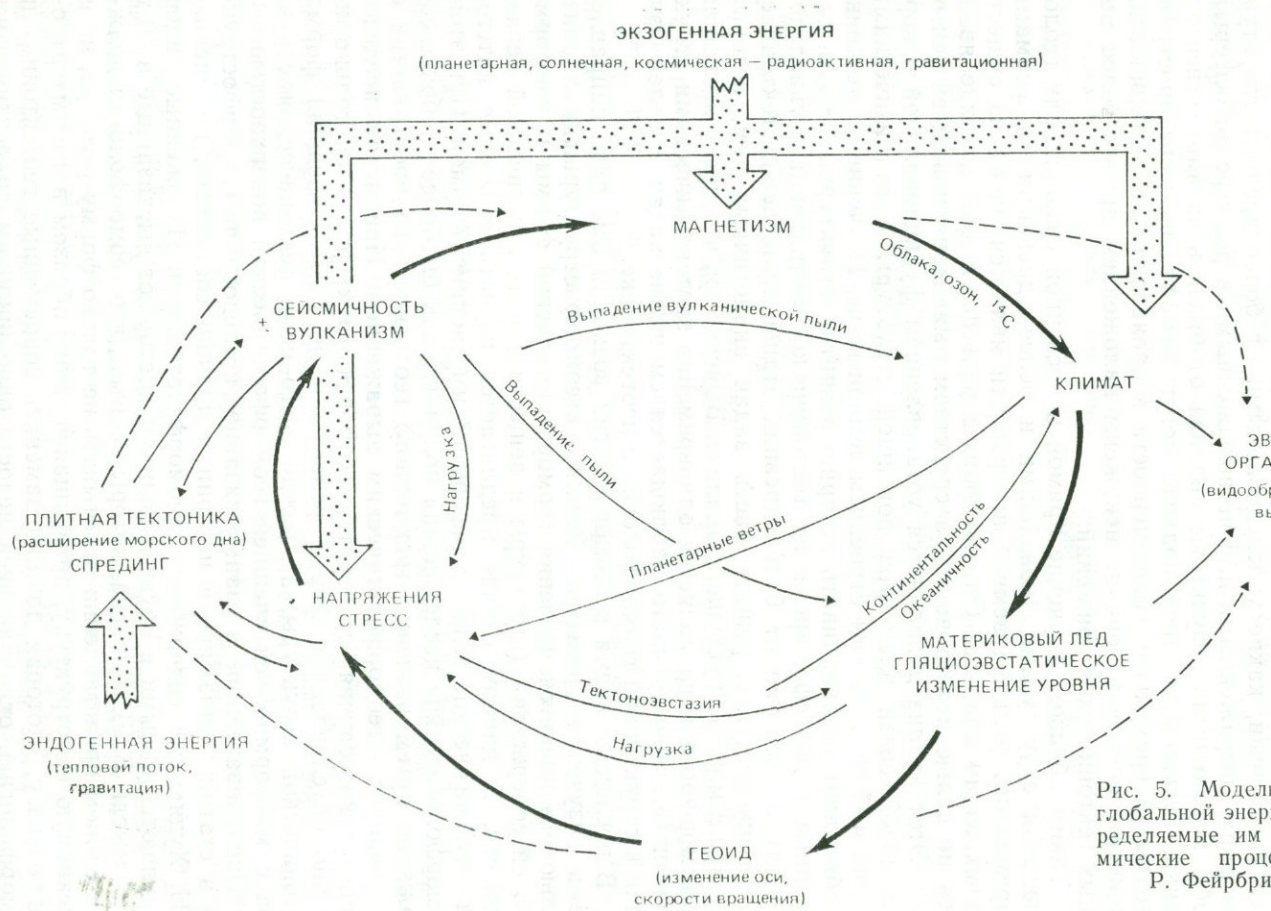


Рис. 5. Модель потока глобальной энергии и определяемые им геодинамические процессы. По Р. Фейрбриджу

менты рельефа, созданные не только олигоцен-четвертичными тектоническими движениями, но и более древними, не являющимися предметом изучения неотектоники. Для того, чтобы выделить новейшие тектонические структуры, так или иначе отраженные в рельефе, исследователь должен применять историко-геологический метод, изучить весь ход геологического развития территории и выявить, какие же из них являются новейшими, какие унаследованными от более древних структурных форм (выраженными или не выраженными в рельефе литосферы), чтобы можно было результаты анализа отобразить на картах неотектоники. Только при таком подходе могут быть установлены пространственные и временные закономерности в проявлении неотектонических движений, поскольку они не искажены наложением других более молодых тектонических движений.

Таким образом, изучение прямой и косвенной связи между геологическими структурами (новейшими и более древними) и формами современного рельефа земной поверхности является одной из существенных задач анализа. Однако формы рельефа в неотектонике являются не целью исследования, а средством выявления новейшей тектоники. Этот анализ дополняется установлением функциональной и корелятивной связи элементов новейшей структуры с геофизическими полями и геофизическим строением земной коры. Изучение неотектоники обязывает устанавливать историю развития структурных форм, отраженных в рельефе, время их тектонической активизации, унаследованность в развитии от более древних этапов проявления тектонических движений, т. е. решать часть задач аналогичных тем, которые ставятся в морфоструктурном анализе. Выясняется, что преобладающая часть морфоструктур является одновременно неотектоническими структурами. Вот почему часто наблюдается смешение задач и целей изучения в структурной геоморфологии и неотектонике.

В последнее время в геоморфологии возникло еще одно направление в изучении рельефа Земли — «геоморфоструктурный» анализ. Целью его является изучение геоморфологической формы и конформного ей содержания (структуры и вещества) в их генетической неразрывности. В данном случае предлагается изучать объемные категории — геологические тела с конформной им внешней формой. При этом геоморфологические исследования получают как бы более глубокое содержание путем изучения трехмерного геологического пространства с его внешним — геоморфологическим выражением. Предметом исследования в таких случаях становится «геоморфоструктура» — не столько эндогенно обусловленная форма рельефа и не только внешняя форма тектонической структуры, а прежде всего сама тектоническая структура с конформной ей внешней геоморфологической поверхностью.

Последовательное и взаимосвязанное исследование геоморфоструктур в статике, динамике и истории и должно составлять, по мнению Г. И. Худякова, содержание геоморфотектоники. Изложенные идеи не являются новыми в науке и целиком повторяют высказанные в 40-х годах мысли Б. Л. Личкова, который считал, что геоморфология должна в едином представлении охватывать не только форму рельефа, но и облекаемую ею структуру, превращаясь таким образом в геоморфотектонику, которая должна заменить современные геотектонику и геоморфологию, отличающиеся недостаточно широким диалектическим охватом и однородностью. Развитие геологической науки показало, что идеи Б. Л. Личкова не выдержали испытания временем. Поэтому возвращение к ним вряд ли целесообразно.

Принципы и задачи неотектонического и морфоструктурного анализа

Неотектонический анализ — комплекс методических приемов, позволяющий: 1) дополнить историю тектонического развития, рассматриваемую по более древним отложениям и структурам; 2) выявить образование новых структурных форм (в том числе криптоструктур); 3) установить отражение неотектоники в современном рельефе Земли (на суше и море); 4) более правильно понять природу тектонических движений.

Предпосылки — взаимосвязанность и взаимообусловленность природных явлений (геологических, геоморфологических, геофизических, планетарных, геохимических).

Цель — прогноз направленности развития (перестройки) земной коры (и формы земного шара). Расшифровка строения различных структурных этажей (комплексов) и геосфер по данным неотектоники. Познание закономерностей тектонических процессов (метод актуализма). Прогноз различных полезных ископаемых, землетрясений, экзогенных явлений; решение практических задач.

Задача — выявление новейших структурных форм. Связи их с древними структурными формами, строением земной коры и верхней мантией. Восстановление истории и выявление закономерностей проявления новейших и современных тектонических процессов, движений и деформаций с количественной характеристикой.

Предмет исследований — горные породы (отражение тектонических процессов в новейших отложениях); элементарные структурные формы (складки, разрывные, трещины, магматические); крупные структурные формы (платформенные, орогенные, рифтовые области, геосинклинальные системы, зоны глубинных разломов); планетарные формы (континенты, океаны, геоид); разнообразные формы рельефа (как косвенное средство изучения движений).

Содержание исследований — комплексно-историко-геологический анализ (с наиболее ранних этапов); геологическая интерпретация геофизических полей в их взаимосвязи с геологическими данными; выявление структурно обусловленных форм рельефа и истории их развития; изучение современных тектонических, геоморфологических, сейсмологических, геохимических процессов — явлений. Сопряженный анализ всех полученных данных для решения поставленных задач.

Морфоструктурный анализ — комплекс методических приемов и вместе с тем особое направление геоморфологических исследований. Он завершает общие геоморфологические исследования и имеет самостоятельное теоретическое и практическое значение.

Предпосылки — теоретическое положение геоморфологии об образовании рельефа Земли путем непрерывного взаимодействия эндогенных процессов и экзогенных явлений, протекающих на ее поверхности.

Цель — выявление развивающихся морфоструктур и расшифровка ряда важнейших элементов геологической структуры любой территории по геоморфологическим признакам. Решение практических задач.

Задача — выявление преемственной связи (прямой или косвенной) между формами рельефа современной поверхности, геологическими структурами разного типа — их возраст, и новейшие движения. Расчленение результатов действия эндогенных и экзогенных процессов с выделением в рельефе следов тектонических деформаций земной поверхности в виде разнообразных развивающихся морфоструктур.

Предмет исследований — все формы рельефа земной поверхности, отражающие особенности геологической структуры территории, называемые морфоструктурами — формами земной поверхности, созданными тектоническими движениями в их взаимодействии с факторами денудации и аккумуляции, как крупные так и мелкие, отражающие мелкие геологические структуры (купола, синклинали, мульды, валы), испытывающие новейшие тектонические движения.

Содержание исследований — изучается весь ход геологического развития территории, ее древние и молодые геологические структуры, связь их с геофизическими полями, геофизическим строением, взаимоотношения геологических структур с элементами рельефа и гидрографической сетью, все видимые тектонические деформации поверхности, различные особенности современных и древних экзогенных процессов, контролируемых тектоникой.

Роль неотектоники в морфоструктурном и структурно-геоморфологическом анализах. В геоморфологии широко используются термины морфотектоника и морфотектогенез. Они требуют уточнений. Отдельные исследователи (Д. А. Тимофеев) выделяют морфотектонику в особый тип тектонических движений, которые сформировали основу, корни современного рельефа — его морфоструктуру. В понимании этого термина нет единства (М. В. Пиотровский, Г. И. Худяков, В. В. Юшманов и др.). По содержанию он близок к структурной геоморфологии и морфоструктурному анализу. За рубежом морфотектоника чаще понимается как дисциплина, рассматривающая роль геоморфологических процессов в генезисе тектонических структур, а также значение тектонических движений в процессе морфогенеза и связь геофизического строения с чертами рельефа поверхности (Р. Фейрбридж). Иногда морфотектонику включают в раздел геологии (тектоники) и употребляют как синоним неотектоники. Однако морфотектоника не заменяет собой неотектонику, хотя обе дисциплины и изучают ряд близких вопросов.

В советской геоморфологии используются и другие термины, такие, как тектоорогения (В. Г. Бондарчук), близкий по содержанию к оротектонике и геоморфотектонике, а также термин тектономорфология (Г. Н. Каттерфельд). Если предметом исследований неотектоники являются тектонические структуры и новейшие движения, то целью изучения ее — рельеф земной поверхности. В ряде случаев ставятся задачи выявления тектонических движений и структур, однако они не имеют определяющего значения. Все это нередко ведет к подмене одного термина другим, что неизбежно приводит к путанице и неверному пониманию излагаемых материалов.

Остановимся на дискуссионных вопросах морфоструктурного анализа и изучения новейшей тектоники. Наиболее отчетливо в 1969 г. они были сформулированы И. П. Герасимовым в статье «Геоморфологическое выражение неотектоники». Действительно, общим объектом изучения в морфоструктурном анализе и неотектонике является рельеф, косвенно указывающий на проявления тектонических движений. В структурной геоморфологии рельеф составляет цель исследования, и данные неотектоники и тектонические движения привлекаются лишь как средство для познания геоморфологии. В неотектонике же рельеф является средством исследования тектонических процессов и новейших геологических структур, которые отнюдь не идентичны морфоструктурам.

Таким образом, мы имеем разные цели и разные средства их достижения. Вывод И. П. Герасимова о том, что неотектоника как бы растворяется в морфоструктурном методе, который шире по задачам,— вряд ли обоснован. Тектонические движения в морфоструктурном анализе рассматриваются как фактор рельефообразования, выявляется их роль в образовании современного рельефа. Однако морфоструктурный анализ не ставит своей целью изучение закономерностей проявления тектонических движений, их сходства и отличий во времени и пространстве, природы этих движений, связи с глубинными геофизическими процессами, явлениями вулканизма, землетрясениями и т. д. Все эти специальные задачи неотектоники значительно шире применяющейся системы методов морфоструктурного анализа, которые не включают и не могут включать в себя их разрешение. Отсюда вытекает вывод, противоположный тому, который делает И. П. Герасимов: общие задачи и применяемая методика в современных структурно-геоморфологиче-

ских исследованиях и при изучении неотектоники — совершенно разные. Вот почему нельзя объединять эти задачи в единую научную проблему.

В связи с требованиями практики в качестве самостоятельного метода использовался «структурно-геоморфологический анализ». Комплекс этих исследований включает: изучение региональных особенностей новейшей тектоники, выявление локальных новейших структурных форм в их взаимосвязи с древними структурно-тектоническими элементами, прослеживающимися в осадочном чехле или устанавливаемыми по поверхности фундамента. Авторы этого комплексного метода (К. К. Ушко, В. Я. Троцюк, И. П. Сырнев, Д. М. Ибрагимов, В. Г. Рихтер, А. А. Чистяков, М. И. Вольперт, Ю. А. Улицкий, А. А. Шубников, А. Ф. Якушова и др.) утверждают, что структурно-геоморфологические исследования с практической направленностью (поиски месторождений нефти, газа и других полезных ископаемых) имеют свои задачи, методы и объекты изучения. Такой анализ основывается на принципах комплексности, историко-генетическом подходе к изучению рельефа и новейших отложений. Комплексность основана на применении многочисленных взаимодополняющих методов исследований при генетическом и историко-геологическом подходе к анализу рельефа, новейших отложений и интерпретации всех полученных данных. Широко используются количественные методы изучения новейших движений. Это дает возможность проследить соотношение между геоморфологическими и тектоническими процессами в течение всей новейшей истории формирования рельефа.

Авторы комплексного структурно-геоморфологического метода К. К. Ушко, В. И. Троцюк и др. в 1967 г. выступили с критикой морфоструктурного анализа. Они отметили, что последний не в полной мере позволяет выявить важные закономерности в соотношении новейшего и древнего структурных планов. Из этого анализа совершенно исключаются этапы формирования конседиментационной складчатости, сравнительное рассмотрение которых наряду с анализом послеседиментационных периодов позволяет правильно оценить формы унаследованности структурных элементов в их развитии. Приводятся и другие критические замечания. Ю. А. Мещеряков, И. П. Герасимов видят различия между этими двумя методами анализа только в содержании структурно-геоморфологической карты. Одни исследователи (С. К. Горелов, Е. Н. Былинский, Ю. А. Мещеряков) считают, что в основу структурно-геоморфологических карт должно быть положено изображение разновозрастных геоморфологических уровней и их деформаций, выраженных с помощью изолиний, подобно тому как на структурно-геологических картах изолиниями показывают деформации определенных маркируемых горизонтов. Другие исследователи (А. Ф. Якушова, В. Я. Троцюк, Д. М. Ибрагимов) полагают, что структурно-геоморфологические карты должны строиться с легендой обычных геоморфологических (морфогенетических) карт, но с нанесением элементов неотектоники и морфоструктуры.

В защиту морфоструктурного метода в 1972 г. выступил С. К. Горелов, пришедший к выводу, что выделение комплексного структурно-геоморфологического направления в значительной степени искусственно и по существу не вносит ничего нового по сравнению с предлагавшимся ранее комплексом морфоструктурных исследований. Известное сближение точек зрения наметилось в структурно-геологических исследованиях [57]. В итоге предлагается раздельно строить и структурно-геоморфологические, и морфоструктурные карты. Возникает вопрос,

какое название сохранить за этими методами? Если учесть различное понимание термина «морфоструктуры», допускаемое и сторонниками морфоструктурного анализа (Ю. А. Мещеряков, С. К. Горелов и др.), то, по-видимому, правильнее именовать его «комплексным структурно-геоморфологическим анализом». Сравнительное рассмотрение методов, применяющихся в геоморфологии, и их роль применительно к неотектонике были даны Н. И. Николаевым [43].

Останавливаясь на дискуссионных вопросах в понимании различных используемых в неотектонике и геоморфологии терминов, мы руководствовались желанием установить объем вкладываемых в них понятий, уточнение же формулировок имеет второстепенное значение. Ряд исследователей уделяли этой стороне вопроса, по-видимому, излишнее внимание.

Глава II

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ НОВЕЙШЕЙ ГЕОДИНАМИКИ И УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И ДЕФОРМАЦИЙ ЛИТОСФЕРЫ

ДИНАМИКА ЗЕМЛИ И УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НОВЕЙШЕГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ

Решение многих проблем новейшей тектоники и современной геодинамики основывается на данных геофизики и сведениях об условиях зарождения и проявления глубинных процессов в недрах Земли, которые выявляются по косвенным признакам с учетом развивающихся теоретических представлений. При этом одинаково важно учитывать строение, геодинамику, взаимодействие всех выделяющихся оболочек Земли и дополнительно использовать данные по астрофизике, геодезии, океанологии и т. д., свидетельствующие об изменении ротационного режима планеты, формы геоида, эвстатических колебаниях океанического уровня и пр. Только комплексный охват всех сторон сложных природных явлений во всех взаимосвязях и взаимообусловленности позволяет понять наблюдаемые проявления новейшей тектоники и современной геодинамики и давать им необходимое толкование.

Тектонические данные отражают главным образом процессы перестройки, свидетельствующие о нарушении или восстановлении равновесия разнообразных вертикальных и латеральных неоднородностей в литосфере. Используемые для реконструкции этих процессов геофизические и сейсмологические данные интерпретируются геологами неоднозначно. Они имеют статический характер и отражают современное состояние Земли, условно принимаемое нами за равновесное. Привязка же геофизических данных к новейшим структурным формам позволяет в какой-то мере восстановить динамику и направленность изменения геофизического строения отдельных оболочек, создать единую картину развития Земли и происходящих в ее недрах геодинамических процессов. Следует также учитывать возможность неоднозначной геолого-петрологической интерпретации геофизических данных. Это зависит от неполноты наших знаний и в значительной мере от принимаемых геодинамических моделей, что приводит к возможности разного понимания геодинамических процессов. В конечном итоге могут быть созданы модели глубинных процессов, отражающие проявление тектонических напряжений, движений и деформации в наблюдаемых геологических структурах.

Модель внутреннего строения Земли. В основе представлений о внутреннем строении Земли лежат главным образом сейсмологические данные по изучению времени пробега упругих волн (v_P, v_S) через толщу Земли, а также данные геофизики, геохимии и петрологии. Результаты исследований синтезированы в модель зонального сферически-симметричного строения Земли. Оформление этих представлений произошло в 30—50-х годах и связано с именами крупнейших сейсмологов Г. Джеффриса, К. Буллена и Б. Гутенберга. Последний в 1926 г. ввел понятие астеносферы как глобального, опоясывающего

Таблица 1

Расслоение земного шара и некоторые физические параметры. По К. Е. Буллену, С. И. Субботину, Ф. Стейси, Дж. Ферхугену, Г. П. Горшкову и др.

Индекс	Зона Земли	h	v_P	v_S	ρ	P	T
A	Земная кора	до 70 переменная толщина				10^4	700
Граница Мохо							
B	Верхняя мантия	410	7,8 9,0	4,4 5,0	3,33 3,77	$14 \cdot 10^4$	2500
Граница Голицына							
C	Переходная зона	1000	9,0 11,4	5,0 6,4	3,79 4,54	$39 \cdot 10^4$	3500
D	Нижняя мантия	2900	11,4 13,6	6,4 7,3	4,60 5,53	$137 \cdot 10^4$	4000
Граница Гутенберга							
E	Внешнее ядро	4980	8,1 10,4	— —	9,92 12,12	$317 \cdot 10^4$	3000
F	Переходная зона	5120	10,4 9,5	— —	12,13 12,19	$327 \cdot 10^4$	2700
G	Внутреннее ядро	6370	11,2 11,3	— —	12,20 12,46	$364 \cdot 10^4$	2900

h — глубина, км; v_P — скорость продольных волн, км/с; v_S — скорость поперечных волн, км/с; ρ — плотность, г/см³; P — давление, Па; T — температура, °С.

всю Землю слоя с пониженными значениями сейсмических скоростей и вязкости на глубинах 100—200 км. Эти представления широко вошли во все геотектонические построения и стали использоваться для объяснения различных геодинамических процессов. Вновь полученные данные заставляют вносить значительные коррективы в эти представления.

В 40—50-х годах К. Е. Булленом была предложена модель разделения недр Земли на зоны, основанная на гипотезе о соотношении сжатия и давления. Модель стала широко использоваться, хотя в ней имеются неясности, например, в реальности положения границ между различными слоями, как указывает Дж. Джекобс [17]. Несмотря на то что по этой модели (впоследствии усовершенствованной Джеффрисом) были высказаны критические замечания [11, с. 304], она остается основной, к которой продолжают обращаться геофизики и геологи, изучающие движущие силы геодинамических процессов. Модель Джеффриса—Буллена описывает картину равновесного распределения вещества и его свойства внутри Земли (табл. 1). Она отражает основной результат сейсмологии за 50 лет, выразившийся в построении скоростной и плотностной модели для осредненной сферически-симметричной Земли. Именно на базе этой модели были сформулированы такие фундаментальные понятия геологии, как земная кора, верхняя мантия, нижняя мантия, ядро Земли. К таким же понятиям относится и представление о тектоносфере. Под ней обычно понимается слой астено-

сферы и перекрывающая его литосфера, включающие земную кору и часть верхней мантии.

На рубеже 30—40-х годов зародились представления о существовании в верхней мантии горизонтальных неоднородностей. Такие взгляды были высказаны Е. Ф. Саваренским в СССР и Дж. Макелвейном в США. С увеличением точности исследований и накоплением экспериментальных данных в последние годы установлены несомненные *латеральные вариации в строении Земли, проникающие до самого ядра.* Наибольшие расхождения в вопросах строения верхней мантии, например, наблюдаются до глубин 400 км. Именно горизонтальные неоднородности создают фактор неуравновешенности в распределении глубинного вещества и порождают мобильные компоненты внутреннего строения. Все это требует построения региональных моделей, которые смогли бы служить основой для количественного описания механизма и энергетики тектонических процессов.

В связи с этим понятие тектоносферы следует распространять и на нижнюю мантию до границы с ядром, которое играет важную роль во многих геотектонических явлениях и процессах. К близким выводам в 1972 г. приходит А. В. Пейве с коллективом сотрудников. Он указывает, что геотектоника как самостоятельная отрасль знания о Земле изменила свое общее содержание. Она перешла в новое состояние, позволяющее рассматривать ее в качестве науки не только о структуре и тектонических движениях Земли, но и последовательности формирования во времени и пространстве различных оболочек земной коры путем *структурообразования. Еще определеннее высказывается* Ю. А. Косыгин [23], считающий, что объектом тектоники является вся Земля, поэтому к тектоносфере нужно относить всю Землю.

По изменению скоростей сейсмических волн устанавливаются две основных поверхности раздела. В 1914 г. одну из них на глубине 2900 км выявил немецкий геофизик Б. Гутенберг; другую в 1909 г. на глубине 54 км — югославский сейсмолог А. Мохоровичич. Последующими исследователями было установлено, что эта граница (граница Мохоровичича, М, или Мохо) распространена повсеместно и находится в среднем на глубине 35—40 км на континентах и 5—15 км под дном океанов. Ее принимают за границу между земной корой и мантией. Граница раздела на глубине 2900 км выявляет подошву промежуточной оболочки — мантии и отделяет последнюю от ядра Земли.

Приведенные в табл. 1 данные по некоторым физическим параметрам следует рассматривать как крайне приближенные. Существует несколько моделей, по которым приводимые цифры для выделяющихся зон Земли очень различны. В работе Н. Л. Добрецова [18] сделана попытка сопоставить их.

Строение земной коры и геологические структуры континентов и океанов. Изучение глубинного строения разнообразных геоструктур континентов и океанов показало тесную корреляционную связь между основными параметрами коры (ее толщиной, средним скоростным составом в коре на границе М) и типом геологической структуры на континентах и морфоструктурными элементами океанического дна. Обычно они варьируют в широких пределах, что создает некоторые трудности при выделении определенного типа коры. Это привело к тому, что разные исследователи выделяют разное количество их типов, различающихся *по мощности, другим параметрам и принадлежности к* определенной геоструктурной единице, учитывая тем самым и выражен-

ность их в современном рельефе. Каждый тип отражает пути развития и условия, в которых формировались отдельные участки земной коры.

Так, например, некоторые авторы выделяют четыре типа: континентальный, океанический и два переходных — субконтинентальный и субокеанический (И. П. Косминская), другие пять типов коры, свойственных океанам, геосинклиналям, древним и молодым платформам, эпиплатформенным орогеническим поясам (Е. Е. Милановский, В. Е. Хаин). Чаще всего выделяется восемь типов коры — три континентальных и пять океанических (П. Н. Кропоткин, Г. З. Гурарий, И. А. Соловьева). Все эти типы принято сводить к двум обобщенным сейсмическим моделям континентального и океанического типа. Они отражают представление о ее блоково-слоистом строении, распространяющемся и на верхнюю мантию. Земную кору представляют слоистой средой с примерно горизонтальными границами между отдельными слоями, различающимися плотностью пород и скоростью распространения в них сейсмических колебаний.

Для континентальной коры существуют граница поверхности консолидированного фундамента (со скоростью около 5,8—6,2 км/с) под толщей слабо измененных горных пород (Ф), граница Конрада (К) (со скоростью 6,4—7,2 км/с) между породами, условно относимыми по физическим свойствам к «гранитному» и «базальтовому» слоям земной коры, и наиболее выдержанная граница М (со скоростями от 7,9 до 8,2 км/с), отделяющая кору от верхней мантии. Границы Ф и К прослеживаются далеко не повсеместно.

Традиционные понятия «гранитный» и «базальтовый» слои постепенно утрачивают смысл и заменяются терминами верхний, средний и нижний скоростные этажи коры (по Н. И. Павленковой и др.). В петрологических моделях этим слоям обычно дают названия гранито-гнейсовый, гранулито-базальтовый и др. В связи с большой расслоенностью континентальной коры (выделен ряд границ со скоростями около 5,8—6,2; 6,3—6,5; 6,8—7,2; 7,4—7,7 км/с) граница К теряет свою определенность и ее выделение для ряда районов носит условный характер. Наличие большого количества слоев отражает сильную изменчивость комплексов горных пород как по горизонтали, так и по глубине.

В. В. Белоусов и Н. И. Павленкова для картирования глубинного строения земной коры и верхней мантии сделали попытку выделить типы коры по некоторым структурным параметрам [7]. Учитывая, что ряд особенностей глубинного строения и глубинных процессов находится в корреляционных отношениях между собой (обратная корреляция между толщиной коры и величиной теплового потока, гравиметрическим полем или прямая — между толщиной коры и сейсмическими скоростями в кровле мантии, современными вертикальными движениями и т. п.), было использовано ограниченное количество параметров: толщина коры, толщина осадочного чехла и средняя сейсмическая скорость в консолидированной части коры. Были выделены шесть основных типов коры (рис. 6) с подразделением их на 19 подтипов, которые, по мнению В. В. Белоусова и Н. И. Павленковой, отражают различную эндогенную историю и помогают выявить причинно-следственные взаимоотношения между геодинамическими процессами в коре (табл. 2). Можно думать, что предлагаемая классификация будет иметь значение и для неотектонического анализа.

В последние годы в пределах континентальной земной коры выделяют низкоскоростные каналы — волноводы как в «гранитном» слое на глубинах 8—15 км (к ним приурочены очаги большинства мелких зем-

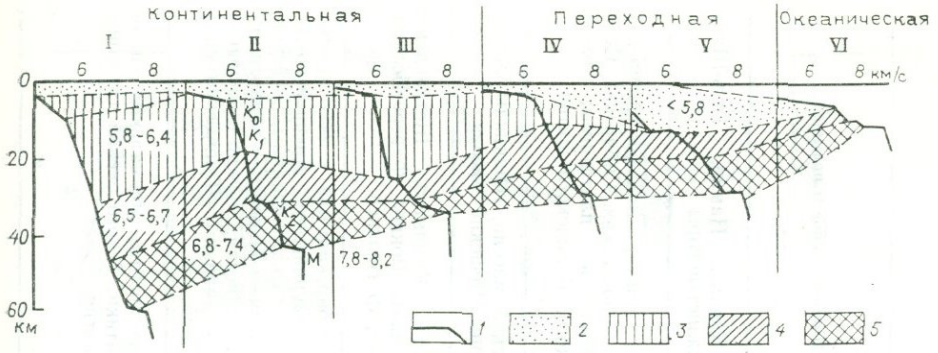


Рис. 6. Сейсмические модели главных типов земной коры. По В. В. Белоусову и Н. И. Павленковой

1 — кривая изменения скоростей продольных волн с глубиной; 2—5 — основные слои земной коры и величины характерных пластовых скоростей для них: *2* — осадочный слой (<5,8 км/с), *3* — верхний слой консолидированной коры (5,8—6,4 км/с), *4* — промежуточный (6,5—6,7 км/с), *5* — нижний (6,8—7,4 км/с). I—VI — типы земной коры: континентальная: I — толстая, II — нормальная, III — тонкая; переходная: IV — микроконтиненты, V — глубокие прогибы; VI — океаническая; K_0 — поверхность фундамента, K_1 и K_2 — границы в консолидированной коре; M — граница Мохоровичича

летрясений), так и в нижних частях «базальтового» слоя на глубинах 20—40 км. Как правило, такие слои отмечаются не везде и наиболее четко выявляются в районах тектонически активных районах. Они имеют важное значение для понимания геодинамических процессов. В ряде случаев граница M представляет собой не плоскость раздела двух сред, а зону перехода земной коры к верхней мантии. В скоростном разделе это выражается в нарастании скорости продольных и поперечных волн, которое возможно, прерывается слоями с пониженными скоростями. По данным модели, предложенной в 1972 г. Р. Мейснером, градиентная среда мощностью несколько километров состоит из переслаивания линзовидных и пластинчатых слоев, часть которых находится в расплавленном состоянии.

По геологическим и геофизическим данным, вся земная кора рассекается системой глубинных разломов, которые легко обнаруживаются по гравитационным и (или) магнитным аномалиям (зонам их больших градиентов). Они разделяют отдельные блоки, в которых сохраняется определенный характер расслоения коры. Блоково-слоистое строение земной коры и верхней мантии прослеживается в пределах как континентальной, так и океанической коры и является очень важным элементом структурной формы вещества внешней оболочки Земли, что находит свое отражение в неотектонике.

В обобщенной сейсмической модели коры океанического типа в 1963 г. Р. У. Райтом было предложено выделять три слоя. Верхний слой состоит из неконсолидированных осадков. Наиболее древними вскрытыми бурением породами, входящими в этот слой, являются отложения верхов юры. Мощность слоя обычно меньше километра (в среднем 0,3—0,4 км), однако она очень неравномерна и значительно увеличивается в переходных областях океанов к континентам (окраинные и внутренние моря). Скорость распространения продольных сейсмических волн колеблется в достаточно широких пределах (до 5,1 км/с), в среднем имея значения 1,7—2,5 км/с.

Второй слой имеет повсеместное распространение и характеризуется скоростями сейсмических волн в среднем 4,5—5,5 км/с и мощностью около 4—5 км. Однако и скорости распространения сейсмических

Таблица 2

Типы сейсмических моделей в земной коре.
По В. В. Белоусову и Н. И. Павленковой

Тип коры		Основные параметры моделей						Примеры типов и подтипов
		Мощность коры H_M, км	Время*, t_0^M, с	Средняя скорость v в консолидированной коре, км/с	Мощность слоя h со скоростью 6 км/с, км	Мощность осадков со скоростью < 6 км/с, км	Время* t, с	
Континентальный	I толстая	45—70	8—12	6,2—6,7	15 (30)	0—5	0—2	Альпы, Кавказ, Памир, Тянь-Шань, Урал, Скалистые горы
	II нормальная	35—50	7—8	6,4—6,6	10	0—4	0—1	Скифская плита, Западно-Сибирская, Восточно-Европейская, Сибирская, Северо-Американская платформы; блоки Балтийского, Канадского щитов
	III тонкая	25—35	6—7	6,1—6,3	15	0—3	0—1	Французский массив, герциниды Западной Европы, Чешский массив
Переходный	IV микроконтиненты	15—30	5—7	6,4—6,7	10	0—2	0—1	Шотландия, Камчатка, Шетландские острова, плато Роккол, Фареро-Исландский порог, хр. Броккен
	V глубокие прогибы	15—40	5—13	6,3—6,8	0—5 (3—10)	5—20	2—8	Западно-Сибирская плита, Чу-Сарысуйская, Прикаспийская, Днепровско-Донецкая, Вилюйская впадины, Рейнский грабен, впадины Черного, Средиземного морей, Ферганская, Южно-Каспийская, Венгерская впадины, Тунгусская синеклиза, Донбасс
Океанический	VI	4—15	1—2	6,6—7,0	0	0—2	0—1	Срединные хребты, абиссальные впадины Атлантики, Тихого океана, океанические поднятия

* Параметры, характеризующие мощность всей коры и осадочного чехла.

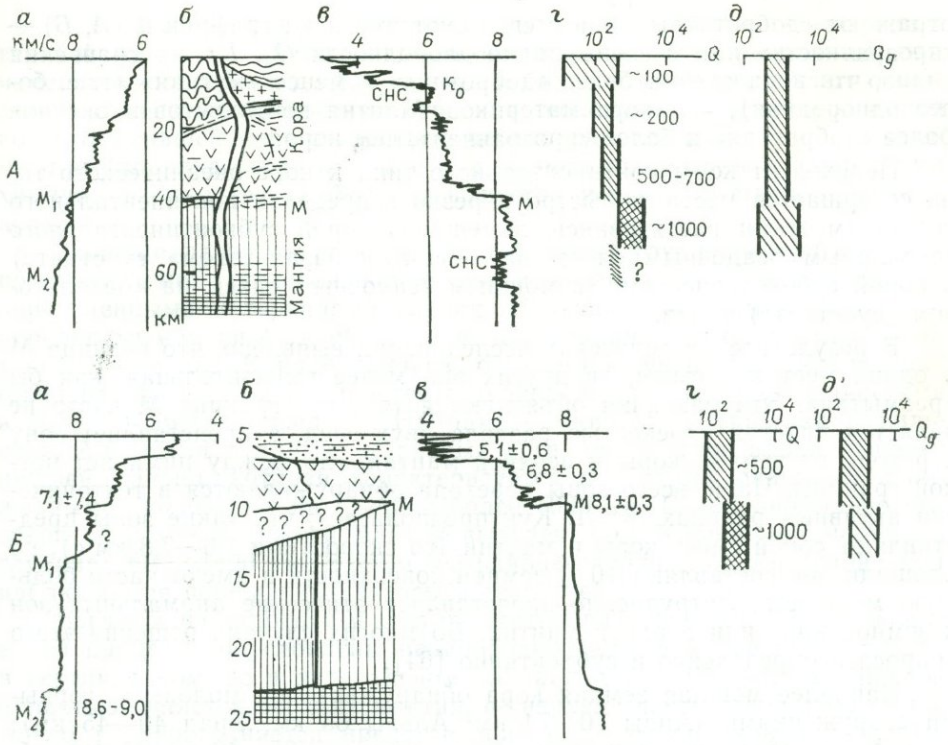


Рис. 7. Обобщенные сейсмические модели континентального (*А*) и океанического (*Б*) типов коры. По И. П. Косминской

а,в — скоростные кривые (СНС — слой низких скоростей, K_0 — поверхность консолидированной коры, М — граница М, M_1, M_2 — границы в мантии); *б* — геологический разрез для двух соприкасающихся блоков; *г* — график добротности (*Q*); *д* — график прозрачности (Q_g)

волн, и мощности слоя достаточно изменчивы. Петрографический состав слоя представлен главным образом толеитовыми базальтами или подушечными лавами. Но он не может считаться установленным с достаточной точностью. Предполагают, что эти породы, которые могут быть долеритами и метадолеритами, переслаиваются с уплотненными осадочными породами. Мощность этого слоя, по данным В. А. Панаева, возрастает на вулканических островах, подводных плато и хребтах и сокращается в глубоководных котловинах.

Третий слой, собственно океанический, имеет скорость распространения продольных сейсмических волн 6,7—6,9 км/с. Как полагают П. Фокс и др., он отвечает по составу пород габбро, а местами, возможно, и пироксенитам, которые иногда обнаруживаются на дне океана. Третий слой мощностью порядка 5 км, несколько утоняется вдоль осей срединно-океанических хребтов и утолщается под вулканическими архипелагами.

Обобщенные сейсмические модели блоково-слоистого строения коры континентального (*А*) и океанического (*Б*) типов показаны на рис. 7. На колонках *а*, *в* отражены два типа блоков: *а* — с постепенным поэтажным возрастанием скорости с глубиной; *в* — с зоной пониженных скоростей в верхах коры. Граница между скоростными этажами показана в виде пилообразной скоростной кривой, схематически представляющей микронеоднородности внутри блоков. Графики *г* (*А*, *Б*)

отражают «добротность» или степень упругости Q; графики д (А, Б) — «прозрачность» или степень микрооднородности Q_g. Из их сравнения видно, что кора океана более «добротная» и менее «мутная» (т. е. более однородная), чем кора материков. Мантия континентов и океанов более «добротная» и более «прозрачная», чем кора.

Переход от коры континентального типа к коре океанического типа совершается местами быстро и резко в пределах континентального склона, местами растягиваясь, замещаясь корой субконтинентального (с мощным осадочным слоем на «гранитно-базальтовом» субстрате) и корой субокеанического (с мощным осадочным слоем на «базальтовом» субстрате) типов.

В результате сейсмических исследований выявлено, что граница М в одних местах резкая, в других она менее выразительная, как бы «размытая». Эти различия объясняются тем, что граница М часто не является простой плоскостью раздела двух сред, а представляет зону перехода от земной коры к верхней мантии, где между ними нет четкой границы. Чаще всего зоны перехода обнаруживаются в тектонически активных районах. К. Л. Кук предполагает, что такие зоны представляют собой смесь коры и мантии (со скоростями 7,6—7,8 км/с), по площади они составляют 10 % земной поверхности и имеют часто большую мощность. Затруднение представляет отнесение аномальных зон к земной коре или верхней мантии. Во многих случаях решение этого вопроса неопределенно и субъективно [64].

Наиболее мощная земная кора обнаружена под молодыми горными сооружениями (Анды 70—74 км; Альпы 65 км; Урал 40—45 км); в пределах платформ мощность коры достигает 35—40 км. Скачкообразное возрастание скорости продольных волн (v_P) на границе М обусловлено или изменением химического состава вещества, связанным, например, переходом от пород габброидного состава к перидотитам верхней мантии, или (и), при температурных изменениях, фазовыми превращениями одного и того же вещества (от габбро к эклогитам) в более плотную модификацию. Эти процессы сопровождаются изменениями плотности и увеличением объема вещества, вызывая тектонические движения.

Было высказано предположение (Е. В. Карус, О. Л. Кузнецов, П. Н. Николаев и др.), что сейсмологические разделы в коре не связаны с изменением вещественного состава горных пород, а имеют динамическую природу. Они появляются вследствие активных факторов, изменяющих силовое поле напряжений, вызывающее различную ориентировку главных нормальных напряжений и определяющее различные механизмы новейших деформаций земной коры.

Строение мантии, геологические структуры и модели геодинамических процессов. В схеме К. Е. Буллена ниже границы М располагается промежуточная оболочка — мантия, объединяющая зоны «*B*», «*C*» и «*D*» (см. табл. 1). Глубина раздела ядро — мантия по последним данным равна 2885 км. В референтной (стандартной) модели «средней» Земли физические свойства вещества меняются только с глубиной. Такая модель выявляет скачки скорости в мантии на глубинах 220, 420, 670, около 900, 1300, 1700, 2000, 2500 км и слои пониженной скорости поперечных волн в пределах верхней мантии. При этом твердо установлено отличие скоростного строения верхней мантии под океанами и континентами. «Корни» крупнейших тектонических структур могут уходить глубже 400 км.

Отмечены горизонтальные неоднородности: наиболее изучены они в верхней мантии до глубин 200—250 км, где скорости продольных волн изменяются от 7,5—8 до 8,8—9 км/с и больше, и обнаруживают отчетливую связь с особенностями строения геологических структур земной коры. В меньшей мере скоростные неоднородности выявлены в нижней мантии (порядка сотен км), где они, возможно, связаны с вариациями химического состава глубинного вещества и его фазовыми превращениями.

Наличие фазовых границ создает большие трудности в объяснении предполагаемой тепловой конвекции и ограничения неоднородностей определенными интервалами глубин. Признание же химической неоднородности мантии по глубине ведет к отрицанию возможности конвективных явлений. В ряде случаев отмечается уверенная корреляция горизонтальных неоднородностей в нижней мантии с неоднородностями в более высоких горизонтах. Например, такие структуры, как Курильская, Алеутская и другие островные дуги, имеют свое продолжение в нижней мантии, которая характеризуется под этими районами пониженными скоростями на глубине более 1000 км. Район аномально высокой скорости в нижней мантии выделен под Карибским морем на глубинах 600—1400 км. В этом же районе глубже 2825 км (слой «*D*») наблюдаются пониженные значения скоростей.

Взгляды на строение и состав мантии разноречивы. Протекающие в ней процессы обусловлены неоднородностями ее строения не только *в вертикальном, но и латеральном направлениях. Наиболее мобильной* областью является верхняя мантия, ее верхняя часть (слой «*B*), на которую распространяется представление о слоисто-блоковом строении.

Позднее было установлено, что стабильный мощный слой астеносферы, расположенный в диапазоне глубин примерно 50—300 км под океанами и 100—200 км под материками, имеет более сложное строение верхней мантии до глубин 200—250 км.

Надежным диагностическим признаком астеносферы Ю. А. Косыгин и И. А. Соловьева считают волноводы. В разных районах они имеют различную мощность (от 2 до 30 км), располагаются на разных глубинах (от 6 до 31 км) и характеризуются довольно широким диапазоном скоростей. Основной мощный волновод располагается в верхней мантии на глубине 70—200 км и выделен как зона затухания волн. Мантийные волноводы распределены неодинаково, как и коровые. Широко распространенные представления о существовании в верхней мантии мощного однородного и единого в объеме всего земного шара волновода, по мнению И. А. Соловьевой и Ю. А. Косыгина, предельно упрощены. В различных районах земного шара их мощность, глубина залегания и скоростные характеристики неодинаковы.

Если астеносферу определять как реологический объект, пространственно совпадающий со слоем пониженных скоростей (к которому на основании реологических расчетов гипотетически могут добавляться в отдельных районах прилегающие участки земного пространства), то распространение астеносферы локально.

Астеносфера — важнейшая составная часть верхней мантии, которой отводится большая роль в общих геологических, петрологических и неотектонических построениях. Астеносферу можно выделять по глубине распределения диффузионной вязкости. В таком случае выделяется слой низкой вязкости на глубинах 100—200 км. Но «вязкостная астеносфера», *выделяемая путем расчетов, не может служить основанием* для геотектонических построений и более приемлемо представление о

несплошной «скоростной» астеносфере. Выявлено также, что верхняя граница астеносферы, располагаясь на разных глубинах, с течением времени может меняться. Регулятором ее мощности выступают процессы в нижней мантии, связанные с выделением ядра [18, 23].

Астеносфера не столько (и не только) слой пониженных скоростей сейсмических волн, сколько слой (или слои) с заметным затуханием волн (особенно поперечных) высокой электропроводности (которая растет с ростом давления), низкой сейсмической прозрачностью или «добротностью», с другими аномальными свойствами, возможной миграцией вещества как в горизонтальном направлении, так и по зонам разломов. Такие свойства согласуются с представлением о частичном плавлении этого слоя. Астеносферу определяют как сплошной интегральный слой пониженной «добротности» и вязкости (В. Н. Жарков) или как слой «возбужденной мантии» (Р. М. Деменицкая). Наличие астеносферных зон сопровождается уплотнением, разуплотнением, изменением объема вещества.

Содержание расплава в астеносфере разные авторы оценивают поразному: одни говорят о 5—25 % от объема исходного вещества, в среднем 15 % (В. В. Белоусов); другие снижают эту цифру до 1—10 %, в среднем 1—5 %. При этом указывается, что расплав близок к насыщению летучими даже при малом содержании флюидов в исходной мантии. Такой расплав будет кристаллизоваться при значительно более низких температурах, чем «сухой» расплав. Возникновению линз частичного плавления в верхней мантии благоприятствует наличие фазовых переходов со скачком плотностей [18]. При достижении определенной концентрации расплава в астеносфере (или в какой-то его части) этот слой становится легче перекрывающей его твердой и относительно жесткой литосферы (по С. А. Ушакову, О. Г. Сорохтину). Такая система становится гравитационно неустойчивой и в ней неизбежно возникают «возмущения», «активизация вещества» (В. А. Магницций), сопровождающиеся всплыванием диапиров (астенолитов, по В. В. Белоусову), либо дренирование расплавов по ослабленным зонам (рис. 8).

Данные сейсмологии и гравиметрии свидетельствуют о расслоенности верхней мантии по вертикали. В разных районах земного шара нижнее ограничение плоскостных неоднородностей тяготеет к таким уровням мантии, где наблюдаются определенные изменения упругих свойств среды. Мощные волноводы хорошо выражены в верхней мантии под молодыми областями горообразования, в рифтовых зонах материков и океанов, в пределах которых (срединно-океанические хребты) мощность достигает 200—300 км, в районах эпиплатформенной активизации, в тектонически активных областях перехода от континента к океану (окраинные моря, островные дуги).

По гравиметрическим данным, например, под Японией в Курило-Камчатском регионе предполагаются четыре довольно узких астеносферных канала для продольных волн на глубинах 60—90, 110—160, 220—300, 370—430 км (В. З. Тараканов, Н. В. Левый). В то же время в других областях выделяются границы на глубинах 55—60, 70—85, 100—120, 180—220 км (В. В. Федынский, Ю. Я. Ващилов), к которым тяготеют корневые системы разломов. Наконец, в ряде областей астеносферные слои совсем не выделяются. В пределах древних платформенных областей верхняя мантия характеризуется высокими значениями скоростей и астеносферные слои здесь совсем отсутствуют, либо имеют небольшую мощность и очень глубокое залегание. Под молоды-

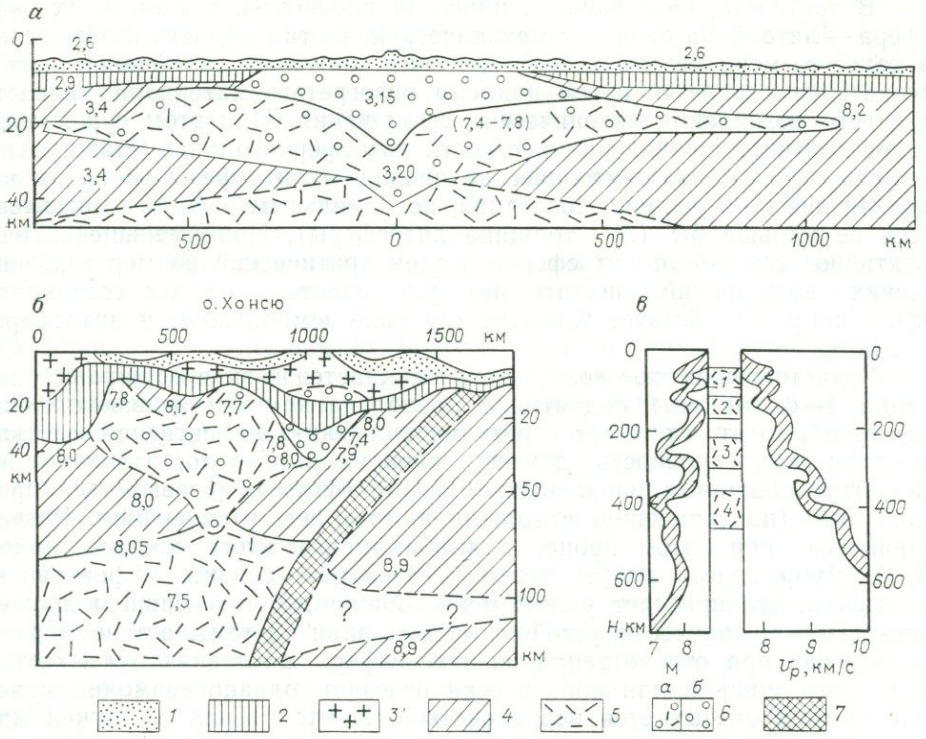


Рис. 8. Геофизические разрезы активных зон Земли с предполагаемой астеносферой. По Н. Л. Добрецову

а — Срединно-Атлантический хребет; *б* — Японское море, дуга, желоб; *в* — полиастеносферная модель Курильской дуги. *1* — MZ и KZ осадки и вулканиты; *2* — второй и третий слои океанической коры, нижняя часть коры переходного типа; *3* — континентальная кора; *4, 5* — верхняя мантия: нормальная (*4*) и аномальная (*5*); *6* — линзы скоплений легкого материала (расплавы) с разным его содержанием (*а, б*); *7* — фокальная зона

ми платформами верхняя мантия занимает промежуточное положение между тектонически активными областями и древними платформами.

Линейные размеры горизонтальных неоднородностей, выделенных сейсмическими методами, варьируют от единиц и десятков примерно до тысячи километров. Они обнаруживают отчетливую связь с особенностями строения геологических структур земной коры, что отражается в схематических моделях по материалам глубинных сейсмических исследований. Число таких слоев в разных регионах и блоках неодинаково, но распространены они почти повсеместно. Дренаж расплава в астеносфере разломами может приводить к образованию участков безастеносферной мантии. Высказывается предположение, что часть горизонтальных границ раздела в земной коре и верхней мантии ныне лишь фиксирует положение существовавших ранее астеносферных зон (Ю. Я. Ващилов).

Перечисленные выше особенности возбужденной мантии отражаются на динамике земной коры и верхней мантии. Это сказывается в проявлении разнообразных взаимосвязанных тектонических движений, явлениях магматизма, вулканизма, метаморфизма, сейсмичности, складчатости, в образовании тектонического рельефа на поверхности литосферы и в других геодинамических процессах.

В частности, создающаяся инверсия плотностей в системе астеносфера — литосфера означает механическую нестабильность и объясняет в какой-то мере механизм тектонических движений. Устойчивое равновесие осуществляется путем подъема разогретого материала, вследствие чего возникают тектонические возмущения. При этом существует такое критическое значение жесткости литосферного слоя (статический модуль сдвига), что тектонические движения литосферы не превышают критического уровня. Последний, по модельным расчетам, оказывается не меньше $6H$ (H — толщина литосферы). При уменьшении эффективной жесткости литосферного слоя критический размер тектонических возмущений значительно уменьшается (может составлять $<H$), чему способствует блоковое строение земной коры и литосферы в целом.

Если тектоническое возмущение начинается в виде обширных (порядка 4—6 тыс. км) поднятий с преобладанием растягивающих напряжений, то это приведет к резкому снижению эффективной жесткости, так как прочность земной коры на разрыв достаточно мала. В центре обширных начальных поднятий будут образовываться протяженные (по сравнению с толщиной литосферы) опускания. Развивающиеся при этом процессы деформации в итоге, как указывает В. А. Дубровский, могут резко (в 3—5 раз) снизить эффективную жесткость, что приведет уже к менее обширным интенсивным движениям. При механически устойчивом состоянии системы астеносфера—литосфера при отводе тепла из астеносферы последняя оказывается или менее мощной или практически исчезает, однако термодинамически система оказывается неравновесной. Приток тепла из нижележащих слоев и прогревание приводят эту систему снова в термодинамически равновесное, но механически неустойчивое состояние.

Таким образом, в рассматриваемой системе глубинное тепло превращается в тектонические движения, определяя две возможные динамические системы тектонических процессов. Скоростные неоднородности в мантии в основном обусловлены изменениями термодинамических условий и возникающими вследствие этого фазовыми превращениями. Высказываются предположения, что общей причиной их может быть изменение теплового режима, которое нарушает равновесие в материале коры и более глубоких оболочек Земли. Только в эпохи максимального прогрева (максимального развития астеносферы) допускают непрерывный (или ячеисто-непрерывный) астеносферный слой.

Процесс периодического плавления в мантии Земли иллюстрирует рис. 9, на котором отражена идея конвективного самовсплывания, или зонной плавки. Заштрихованные фигуры показывают частично расплавленные слои в мантии. Средняя продолжительность цикла 170 млн. лет при эффективной теплопроводности расплавленного слоя, в 10 раз большей теплопроводности твердого вещества в мантии.

Рис. 9. Периодичность плавления в мантии Земли. По А. Н. Тихонову и др.

На основании комплексной интерпретации гравитационных аномалий с учетом современных сейсмологических данных ряд исследователей (Ю. А. Тараканов, Т. Н. Черевко, Л. П. Винник и др.)

приходят к выводу о возможности выделения путем расчетов в пределах мантии ряда геосфер, соответствующих глубинам 30—670, 670—1800 и 1800—2900 км. Наиболее реальной причиной плотностных вариаций считается температурная природа неоднородностей на границе фазовых переходов (Ю. А. Тараканов). Считают, что активизация вещества отражает результаты дифференциации масс земных недр по плотности и теплопереноса, направленного из недр Земли в космическое пространство (В. А. Магницкий, В. В. Федынский, Е. А. Любимова, Р. И. Деменицкая и др.).

Природа низкоскоростных зон в каждом отдельном случае может быть более или менее однозначно определена только на основе комплекса всех имеющихся данных, в том числе и электромагнитных наблюдений. В петрологических моделях коры и верхней мантии выделяют истощенные (за счет переплавления и выноса составных частей) и неистощенные мантии. На рис. 10 дана схематическая модель строения океанической и континентальной коры. Оказалось, что астеносфера на континентах в активных зонах присутствует там, где сохранилась неистощенная пироксенитовая или перидотит-пироксенитовая мантия. Вообще астеносфера относительно достоверно установлена только под неотектонически активными областями.

Таким образом, главными особенностями астеносферы (рис. 11) являются прерывистость и невыдержанность, возможность полиастеносферного строения в участках утонения или выклинивания. Важным выводом является и то, что по скоростному строению верхней мантии (литосферы) различаются не только крупные структуры, такие, как платформы, орогены, рифтогены и другие, но и структуры более высоких порядков — синеклизы, прогибы, своды, отдельные элементы орогенных областей. Все это указывает на глубинное заложение приповерхностных структурных форм и свидетельствует о влиянии происходящих в верхней мантии динамических процессов на развитие земной коры.

В пределах мантии плотностные тела не обязательно соответствуют скоростным слоям, вызывающим неоднородности, проявляющиеся в вариациях физических параметров — плотности и упругих характеристиках. Высказано мнение, что глубинная классическая симметричносферическая модель Земли может периодически осложняться плотностными неоднородностями нерегулярного характера (блоковая, мозаичная структура). Геологическая структура больших глубин оказывается очень сложной и может обусловливать непрерывную дифференциацию вещества внутри Земли, быть генератором внутриземного тепла и создавать тектонические формы разного порядка и размеров. «Блоки» первого порядка, ограниченные снизу некоторой поверхностью выравнивания (по подошве нижней мантии), будут соразмерны континентам и океанам. «Блоки» второго порядка (меньших объемов) будут связаны с поверхностными структурами меньших размеров и на меньших глубинах (платформы, области горообразования, окраинные моря и др.). Размеры их по латерали 300—1000 км, по глубине 200 км и более.

Считается, что верхняя мантия хранит следы тектонического развития отдельных структур континентов, но не сохраняет следов развития самих континентов как единых мегаструктур [23]. Выявлено также, что в пределах единого блока земной коры напряжения обстановки изменяются с глубиной. Так, например, на юге европейской части СССР обстановка сжатия—растяжения была различной. В мезозой-

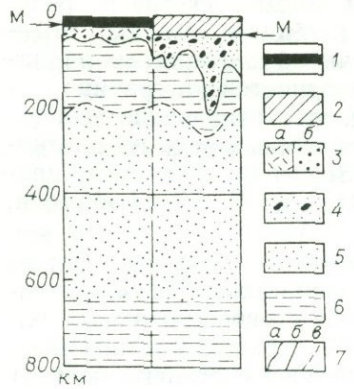


Рис. 10. Модель коры и верхней мантии. По А. Рингвуду

1 — океаническая кора; *2* — континентальная кора; *3* — истощенная океаническая мантия гарцбургитового (*а*) и лерцолитового (*б*) состава; *4* — дифференцированная континентальная перидотитовая мантия с линзами эклогитов; *5* — истощенный перидотит; *6* — неистощенный перидотит; *7* — границы: дифференцированной мантии (*а*), Мохо и фазового перехода на глубине 400 км (*б*), истощенной мантии (*в*)

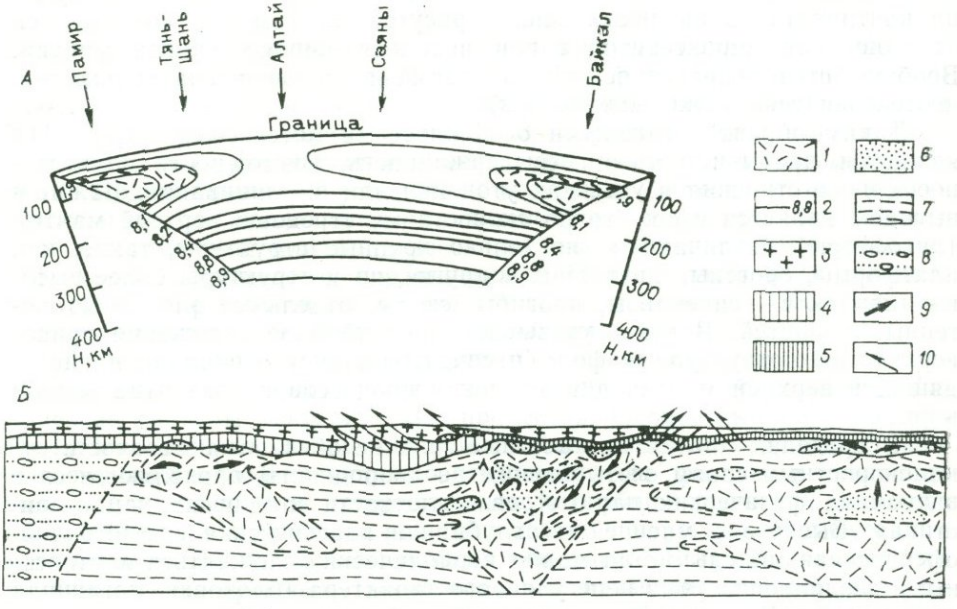


Рис. 11. Прерывистая модель развития астеносферы под активными зонами в океанах и на континентах:

А — профиль Памир—Байкал, по А. С. Алексееву, В. З. Рябому; *Б* — предполагаемый профиль океан — краевое море — континент, по Н. Л. Добрецову; *1* — астеносфера; *2* — изолинии скоростей волн v_p (в км/с); *3* — гранитно-метаморфический слой; *4* — гранулито-базитовый слой континентальной коры; *5* — океаническая базитовая кора; *6* — линзы концентрации расплава в мантии и нижней части коры; *7* — нормальная неистощенная мантия; *8* — истощенная мантия под докембрийскими платформами; *9* — направление течения в расплаве и астеносфере; *10* — надвиги в коре

кайнозойское время в одних местах верхние части консолидированной коры испытывали растяжение, нижние — сжатие; в других — граница напряжений разного знака проходила по разделу М: в коре действовали напряжения растяжения, в зоне раздела М — напряжения сжатия (А. В. Чекунов, В. Г. Кучма). И по вертикали, и по латерали поля напряжений, действующих в коре и мантии, были сложно дифференцированы.

Неоднородность в коре и мантии выражается также в анизотропии скоростей упругих волн. Коэффициент анизотропии в верхней мантии

Тихого океана достигает 3—10 %. Е. М. Чесноковым выявлено, что анизотропия зависит от степени ориентированности кристаллов в веществе верхней мантии и главным образом от величины дополнительного давления. Расчеты показывают, что разница в дополнительных давлениях должна быть довольно значительной на больших участках. Проблема связи упругой анизотропии верхней мантии с современной тектонической активностью ждет своего разрешения.

Итак, структура верхней мантии весьма разнообразна и меняется от района к району. Астеносфера, в понимании Б. Гутенберга, не обнаруживается повсеместно и является яркой особенностью только неотектонически активных областей. Особенностью внутримантийных волноводов является разница в величине скорости продольных и поперечных волн. Это ставит под сомнение взгляд на их природу, как на результат частичного плавления вещества мантии. По мнению И. А. Соловьевой, астеносфера характеризуется аномалиями вещественного состава или поля напряжений. Выявляются некоторые различия между физическими свойствами верхней мантии не только океанов и континентов, но даже между отдельными океанами (К. Аки, Ф. Пресс). На земной поверхности неоднородности верхней мантии проявляются в форме региональных (в пределах материков и океанов) аномалий гравитационного поля, электрического сопротивления, проводимости, изменения характера пульсаций электрического и магнитных полей Земли, в виде изменения сейсмических скоростей мантии, аномалий приливных деформаций и т. д. [72].

Модели тектонических деформаций и строение ядра. Ядро составляет 32,5 % массы всей планеты Земля, а его объем 16 % от объема Земли. Одна из особенностей ядра — формирование в нем главного геомагнитного поля. По схеме К. Е. Буллена, в ядре выделяются три зоны (см. табл. 1): слой «*E*» — внешнее ядро, слой «*F*» — переходная зона и слой «*G*» — внутреннее ядро. Для ядра характерны высокие температуры. Оценки их, исходящие из разных моделей, очень различны (рис. 12). Наиболее правдоподобными являются кривые *3б* или *1*. По модели *1* одна часть общего тепловыделения ($\sim 0{,}3 \cdot 10^{13}$ Дж/с) расходуется на расплавление вещества внешнего ядра и другая часть ($\sim 0{,}4 \cdot 10^{13}$ Дж/с) — на разогрев Земли; по модели *2* расходы на разогрев Земли увеличены до $0{,}5 \cdot 10^{13}$ Дж/с, из них $\sim 0{,}2 \cdot 10^{13}$ Дж/с — за счет радиоактивности нижней мантии и $0{,}3 \cdot 10^{13}$ Дж/с — за счет гравитационной энергии [18].

Считают, что внешнее ядро находится в жидком состоянии. Переход его к твердому внутреннему ядру вызван затвердением вещества под увеличивающимся давлением. Если температура внешнего ядра не слишком превышает точку плавления, эффект увеличения давления с ростом глубины должен привести к затвердеванию вещества в области, расположенной глубже того уровня, где соответствующая адиабата внешнего ядра пересекает кривую температуры плавления. При допущении железного состава ядра этот переход совершается при температуре, близкой к 3000 °С (по М. Ботту).

На нижней границе мантии на глубине порядка 2900 км происходит скачкообразное изменение скорости продольных волн с 13,6 до 8,1 км/с, скорость поперечных волн практически снижается до нуля (рис. 13). Все это указывает на переход вещества от твердого состояния в мантии к жидкому в ядре. Расчеты показали, что изменение скорости упругих волн соответствует распределению плотностей. В мантии Земли происходит непрерывное увеличение плотности с глубиной от

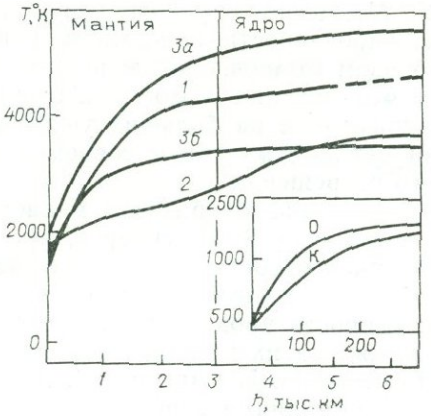


Рис. 12. Распределение температур в современной Земле по разным моделям:

1 — по Е. А. Любимовой; *2* — по О. Г. Сорохтину; *3* — по А. В. Витязеву и С. В. Маевой (*а* — по модели с гравитационной дифференциацией и конвекцией; *б* — без них). На врезке — геотермы для океанов (*О*) и для докембрийских щитов континентов (К)

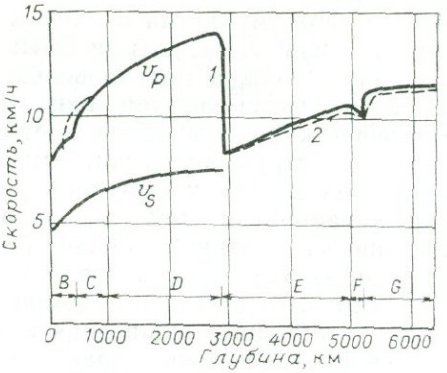


Рис. 13. Зависимость скоростей волн *P* и *S* от глубины. По Дж. Джекобсу

Буквы — по схеме К. Булена; *1* — по Г. Джеффрису; *2* — по Б. Гутенбергу

3,32 г/см^3 в верхней части слоя «*B*» до 5,3 г/см^3 на нижней границе слоя «*D*». Здесь наблюдается скачок плотности. Плотность ядра на границе с оболочкой составляет 9,9 г/см^3. По поводу строения и состава земного ядра, радиус которого равен примерно половине радиуса Земли, существуют противоречивые мнения [17]. Одни ученые считают, что вещество ядра должно было выделиться из первичного вещества Земли в процессе эволюции планеты, а рост ядра — сопровождаться подъемом больших масс легкого материала в верхние слои Земли. В пределах границы мантия — ядро происходит дифференциация по плотности первичного еще не продифференцированного вещества Земли путем выплавления тяжелого вещества из нижней мантии. Другие предполагают, что одновременно происходит и фазовый переход вещества в более плотную металлическую фазу. Опускание тяжелого материала во внешнем ядре создает конвективные течения, которые считаются основным источником магнитного поля Земли. Остающийся более легкий материал вызывает конвективную неустойчивость и должен периодически поступать в верхние слои Земли.

В последние годы В. А. Магницким и Е. В. Артюшковым высказаны новые идеи, пытающиеся объяснить тектонические деформации и движения литосферы. Расчеты изменений плотности и температуры позволили прийти к выводу, что замкнутые конвективные движения в нижней мантии невозможны, поэтому легкий материал должен здесь подниматься наверх крупными блоками — «каплями». Этот подъем в поле силы тяжести приводит к дополнительному нагреванию окружающего вещества нижней мантии и к понижению его вязкости. Создается как бы канал, по которому происходит подъем следующих крупных масс легкого материала до уровня, где плотность его сравнивается с плотностью окружающих слоев или несколько выше, вследствие относительно высокой температуры. Многие компоненты горячего легкого материала могут подняться до самых верхних слоев мантии, к разделу М, вызывая тем самым изостатическое поднятие коры. Его растекание может явиться причиной горизонтальных перемещений земной коры.

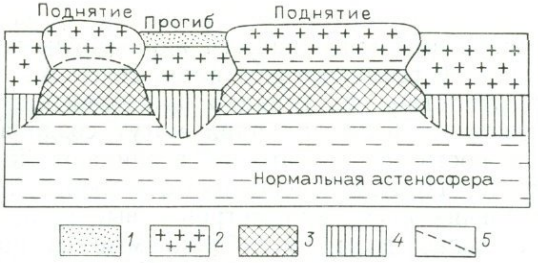


Рис. 14. Схема поднятий и прогибов, возникших в результате подхода к коре аномальной мантии. По Е. В. Артюшкову, А. Е. Шлезингеру, А. Л. Яншину

1 — осадки; *2* — кора; *3* — аномальная мантия; *4* — мантия в литосфере; *5* — граница литосферы

Таким образом объясняются вертикальные и горизонтальные движения земной коры, которые, в конечном счете, связаны с подъемом из глубины легкого нагретого материала [75].

Более подробную расшифровку вертикальных движений земной коры, имеющих большое значение в создании основных структурных элементов земной коры и рельефа ее поверхности, в 1979 г. пытались дать Е. В. Артюшков, А. Е. Шлезингер и А. Л. Яншин. Согласно этим представлениям, по мере разогревания Земли, в результате радиоактивного распада вещество нижней мантии на границе с ядром подвергается расплавлению и дифференциации по плотности. Как указывалось выше, более тяжелое вещество оседает в расплаве и присоединяется к жидкому ядру, более легкий материал в результате конвективной неустойчивости внедряется в вышележащие слои мантии до глубин 100—200 км (рис. 14). Создаются температурные неоднородности, которые вызывают новую дифференциацию по плотности и всплывание более легкого материала к нижней границе земной коры, образуя линзы аномальной мантии. Внедрением этого материала объясняется тектоническая активность, проявляющаяся и на поверхности Земли. Аномальная мантия, быстро всплывая в астеносфере, подходит к более вязкой литосфере, растекается, скорость подъема падает.

Вязкость мантии на небольших глубинах определяется в основном температурой, которая сильно изменяется в горизонтальном направлении, поэтому изменяется и мощность литосферы. Она увеличивается под холодными и относительно стабильными областями до 100 км и резко понижается под сильно нагретыми тектонически активными областями до 20—30 км. Такие участки играют роль «ловушек» для легкого материала. Большая амплитуда поднятий территории над ловушкой определяется количеством и температурой захваченного в нее легкого материала. Поднятие изостатически скомпенсировано мощным слоем легкого материала. Прогибы подошвы литосферы — «антиловушки» обычно обволакиваются легким материалом, а расположенные над ними области остаются холодными и испытывают погружения. По мнению Е. В. Артюшкова, А. Е. Шлезингера и А. Л. Яншина, однонаправленный характер и длительность вертикальных движений не противоречат представлениям о дрейфе континентов.

В заключение отметим, что некоторые геофизики приходят к выводу о неровной границе между ядром и мантией (В. Хайд, Дж. Джекобс, А. Берг, А. Шлессен). По оценкам, в соответствии с точностью метода определения этот рельеф не может превышать в высоту нескольких километров. Предполагают, что часть вещества время от времени растворяется во внешнем ядре или что вещество из внешнего ядра диффундирует в нижнюю мантию, образуя «неровности» на границе ядро—мантия. Положение и форма этой границы с течением времени изменя-

ются, способствуя возникновению и развитию движений во внешнем ядре. Изменения границы ядра могли косвенно влиять на частоту обращений геомагнитного поля. Этим же некоторые авторы объясняют десятилетние флуктуации продолжительности суток. Считают, что неровности рельефа ядра могут создавать горизонтальные изменения плотности, из-за которых возникают локальные гравитационные аномалии. При этом неровности, имеющие горизонтальные размеры до нескольких тысяч километров и высоту приблизительно 1 км, дадут значительный вклад в наблюдаемые на поверхности Земли возмущения гравитационного поля [17]. Как предполагают, эти неровности могут сказываться и на морфологии геоида, и на различных геодинамических процессах, протекающих в земной коре.

НОВЕЙШАЯ ГЕОДИНАМИКА ЛИТОСФЕРЫ И ЗНАЧЕНИЕ КОСМИЧЕСКИХ И ПЛАНЕТАРНЫХ ФАКТОРОВ

Ротационный режим Земли и тектонические процессы. Земля является мощной энергетической системой. Колоссальная кинетическая энергия связана с ее суточным вращением. Среднее значение этой энергии в каждую секунду составляет примерно 10^{29} Дж (по Н. Н. Парийскому). Изменение широт, или, что то же самое, движение географического полюса (в том числе Чандлеровское качание полюса) объясняется схемой приливной эволюции Кельвина, которую развил дальше Дарвин, считая Землю структурно однородной. Из-за гравитационного взаимодействия приливной деформации Земли и Луны происходит ускорение орбитального движения Луны и замедление осевого вращения Земли. Луна по спирально разворачивающейся орбите медленно уходит от Земли, которая также постепенно теряет скорость своего осевого вращения. Предполагают, что скорость, с которой Луна удаляется от Земли, становится тем больше, чем больше мы удаляемся в геологическое прошлое. При экстраполяции на докембрийскую эпоху приходят к заключению, что Луна должна была находиться очень близко к Земле, но не ближе трех радиусов Земли, так как иначе она была бы разрушена и образовала бы кольцо вокруг Земли, аналогичное кольцам Сатурна. По предположению Г. Герстенкорна, оба небесных тела находились очень близко друг к другу 1400—1600 млн. лет назад. Это событие было названо его именем. Позже, в 1966 г., Г. Макдональдом были вычислены кривые, показывающие динамику прошлого в системе Земля—Луна с отражением события Герстенкорна (рис. 15). Вскоре после своего образования (4,5 млрд. лет тому назад) Земля совершала оборот вокруг оси за два часа. Скорость вращения в результате приливного трения, вызываемого притяжением Луны и Солнца, уменьшалась. В протерозое длина суток равнялась 17 часам, а в девоне была равной 22 часам. Замедление вращения происходило приблизительно на 24 секунды в 1 млн. лет.

Полагают, что происходившие физико-химические изменения вещества недр Земли, сопровождавшиеся также увеличением его плотности, приводили к уменьшению ее радиуса и соответственно уменьшению момента инерции относительно оси вращения. Это должно было обусловить увеличение угловой скорости осевого вращения Земли.

Проведенный А. В. Орловой [55] палеогеографический анализ позволил выявить направление широтной зональности пустынь в прошлые геологические эпохи и их соотношения с современным широтным планом (пространственное размещение пустынь в современную эпоху

находится в строгой зависимости от широты местности и угла наклона земной оси).

Критериями для отнесения того или иного участка к зоне пустынь служили пространственные сочетания залежей поваренных и калийных солей, бедных органическими остатками, красноватых песчаников, мощных залежей гипса и ангидрита. Выводы проверялись по размещению других осадочных пород: рифов, безизвестковых терригенных образований, бокситоносных или ледниковых отложений, позволяющих судить, какие климатические пояса располагались по одну и другую стороны от тропиков. Определяемая *широта тропика фиксировала* угол наклона земной оси и по ней определялась климатическая зональность в виде генерального плана, без деталей, связанных с особенностями физико-географической обстановки.

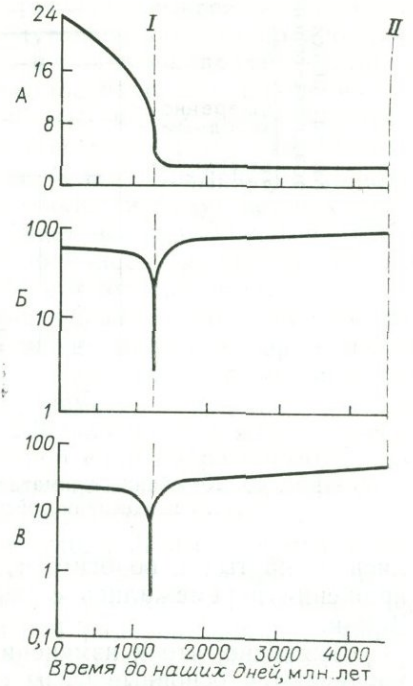


Рис. 15. Прошлое системы Земля—Луна по подсчетам Г. Макдональда

I — событие Герстенкорна; *II* — возраст Земли. *А* — период вращения Земли, часы; *Б* — расстояние Земля — Луна, земные радиусы; *В* — период обращения Луны, современные сутки

Установлено, что в палеозое угол наклона земной оси был большой, в среднем 50—60°. В мезозойской эре климат Земли менялся часто. В кайнозойской эре при сохранении широтного плана климатической зональности (что никем не оспаривается) потепление высоких широт А. В. Орлова объясняет большим наклоном оси, достигавшим в олигоцене 60°. При этом увеличивались сезонные различия, предопределившие в высоких широтах влажный и теплый климат, согласующийся с особенностями остатков растительности. В начале эоцена угол наклона земной оси достигал 10°, во второй половине 33°. Изменение наклона оси происходило и в позднем миоцене — олигоцене, когда он доходил до 36°, а в плейстоцене имел 10°. Такое положение угла наклона оси в экваториальном поясе приводило к развитию оледенений в высоких широтах.

Таким образом, выявляются периодические изменения угла наклона земной оси, периоды похолоданий и потеплений. А. В. Орлова эти колебания связывает с изменениями скорости вращения Земли. При замедлении вращения под действием приливных сил угол между экваториальной плоскостью и плоскостью эклиптики увеличивается, при увеличении скорости вращения этот угол уменьшается. При этом Луна в соответствии с законом сохранения момента количества движения подойдет на более близкое расстояние и процесс замедления скорости вращения Земли начнется снова. При наибольшей из установленных скоростей вращения замедление составляло 2 град/час за 1 млн. лет, затем темп резко уменьшался и при самых низких скоростях вращения Земли был равен 0,025 град/час за 1 млн. лет. Наличие в истории Земли эпох оледенения однозначно говорит о том, что углы наклона меня-

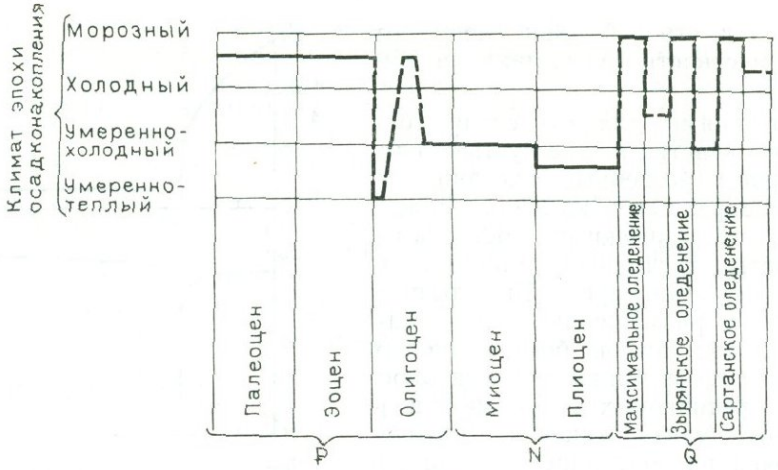


Рис. 16. Колебания климатических условий области высоких широт в позднекайнозойское время. По В. А. Орловой

лись от крутых к пологим, и наоборот. Периоды замедления скорости вращения перемежались с периодами увеличения скорости вращения Земли.

Выявлено, что к изменениям положения оси на более крутое приурочиваются основные фазы орогенеза. Так, в новоларамийской фазе (палеоцен—эоцен) выявляется очень резкое и отчетливое, как указывает В. А. Орлова, выпрямление оси от 20—25° в палеоцене до 10° в начале эоцена. Пиренейская фаза (между эоценом и олигоценом) выдержана не столь устойчиво, хотя она занимает более пологое положение. Несколько большее наклонение оси наблюдается в савскую фазу (олигоцен—миоцен). Для родопской и аттической фаз детальных определений климатической зональности А. В. Орловой не производилось. Следующей, валахской фазе (перед плейстоценом) отвечает резкое выпрямление земной оси, приведшее к оледенению полярных областей обоих полушарий. Главные фазы складкообразования, гранитообразования и метаморфизма, хотя и проявлялись в близком диапазоне времени для всей Земли в целом, по своей интенсивности варьируют в широких пределах. Периоды замедления скорости вращения были неравноценны и по продолжительности, и по диапазону изменения угловых скоростей (рис. 16).

Отмечаемые А. В. Орловой эмпирические данные нашли физическое объяснение в исследованиях Ю. Н. Авсюка [37]. Он учел неоднородность в строении Земли, которую ранее не принимали во внимание, ее расслоенность, в которой внутреннее ядро Земли как бы «взвешено» в окружающей его «жидкости» (с плотностью отличающейся от плотности твердого ядра). Под влиянием сил притяжения внутреннее ядро будет вызывать относительные перемещения оболочек Земли и вести к изменению сил притяжения на поверхности, которая оказывается соизмеримой с силами приливного воздействия Луны. Это приводило к изменению вида результирующей приливной деформации гидросферы и угла ориентировки ее оси ε относительно линии, соединяющей центры, и проявлению колебательного режима эволюции. В результате менялся знак момента, осевое вращение Земли начинало возрастать, орбитальная скорость Луны уменьшаться.

Перемещение оси вращения в структурно-неоднородной Земле происходит не только при свободной нутации, как это предполагал Ньюкомб, но, как считает Ю. Н. Авсюк, и под внешним воздействием в виде приливных сил, влияющих на твердое ядро. Его смещения повлекут за собой изменения положения центра массы Земли ΔR относительно внешней твердой оболочки. На поверхности это взаимодействие будет реализовываться как движение полюса (изменение широт). Происходящие в это же время наклоны оболочки будут вести к тому, что траектория движения центра масс будет воспроизводиться на поверхности в переменном масштабе. Периодичность движения полюса будет характеризоваться периодичностью действующей силы.

Таким образом, расчеты Ю. Н. Авсюка показали, что изменяемость широт (перемещение полюса) есть отражение процесса перемещения внутреннего ядра относительно оболочки. При этом пертурбационная часть приливной силы, обеспечивающая перемещение ядра, возрастает с увеличением расстояния Земля—Луна. Выявлено, что ядро не перемещается в фазе с действующей приливной силой и результирующая приливная деформация будет иметь переменный угол ε относительно линии, соединяющей центры Земли и Луны. Угол ε будет знакопеременным. Задаваясь величиной диапазона ухода Луны — периодом изменения климата, определяющимся в 160 млн. лет,— амплитуда перемещений Луны (от некоторого среднего расстояния, принимаемого за 60 радиусов Земли) будет определяться в 4 радиуса Земли, с общим диапазоном в 8 радиусов. Луна будет то подходить к Земле, то уходить. Соответственно, по расчетам Ю. Н. Авсюка, будет меняться продолжительность лунного месяца в диапазоне 24—30 суток, продолжительность суток 22—25 ч, угол наклона экватора в эклиптике в диапазоне 30°—17°. Напомним средние характеристики расположения Земли и Луны: 27 суток, 24 часа и 23°.

Расчеты Ю. Н. Авсюка принципиально сходны с эмпирическими данными А. В. Орловой, которые получают физическое объяснение. Из-за вводимых условностей и неполноты наших знаний в деталях они разнятся, но качественно отражают сложные природные процессы.

Геодинамические следствия ротационного режима Земли. В настоящее время установлено скачкообразное изменение скорости вращения Земли. При этом происходит выход энергии до 10^{21} Дж в доли секунды (по Н. Н. Парийскому). Различают три вида изменений скорости вращения Земли: 1) вековые (замедление, ускорение); 2) короткопериодические (суточные, сезонные с периодом в полгода, год, четырнадцать месяцев); 3) нерегулярные, скачкообразные. Изменения скорости вращения Земли создают геодинамические напряжения в каждой точке массы вращающейся системы Земли и ведут к процессу перестройки фигуры равновесия вращающегося тела планеты, что также отражается на геодинамических напряжениях.

Расчетами Н. Н. Парийского было показано, что в среднем продолжительность суток уменьшается на 0,00001 с в год, что может быть объяснено укорочением радиуса Земли на 0,045 см в год. Такой же эффект мог бы получиться в результате увеличения плотности вещества на 0,1 г/см^3 за сто лет в слое толщиной 3 м на глубине около 300 км, или в слое толщиной несколько более 2 м у поверхности ядра. С другой стороны, такие явления, как уменьшение оледенения в полярных странах, повышение уровня мирового океана, должны, напротив, обусловливать соответствующее замедление вращения Земли. Кроме того, долгопериодические уменьшения скорости должны были происходить

и в результате термального расширения внутренней части Земли, образования расплавленного слоя в верхней части оболочки. Динамику этих термальных преобразований, сопровождавшихся изменением радиуса Земли, рисует Е. А. Любимова. По ее расчетам, увеличение радиуса Земли в среднем достигало 3—5,5 см за каждую тысячу лет, теперь 1 см за тысячу лет. Все это должно было вести к уменьшению скорости вращения Земли. Другие исследователи, наоборот, считают, что радиус Земли не увеличивается, а сокращается в связи с гравитационным сжатием вещества. При этом происходит выход энергии (порядка $5 \cdot 10^{14}$ Дж/с).

Перечисленные возможные процессы изменения радиуса Земли и изменений скорости ее вращения сопровождались перестройкой фигуры Земли, появлением в ее теле напряжений, изменениями упругих деформаций и изостатическими выравниваниями. Геологическими следствиями этих процессов были трансгрессии и регрессии моря, изменения наклона поверхности и связанные с ними смещения береговых линий морей, озер и рек, вертикальные поднятия и опускания отдельных участков вследствие изостатического выравнивания и т. п.

Таким образом, после своего сформирования и по настоящее время Земля непрерывно испытывает замедления осевого вращения, влияющие на перестройку фигуры Земли. Это приводило к образованиям необратимых деформаций ее коры в геологическом прошлом, на что настойчиво обращал внимание в 1960 г. Б. Л. Личков.

Как указывалось, на фоне общего плавного медленного уменьшения скорости вращения Земли наблюдаются изменения как в сторону уменьшения, так и в сторону увеличения скорости. Предполагают, что это явление в значительной степени связано с процессами, протекающими во внутренних геосферах: дифференциацией вещества, перемещениями масс, с фазовыми и другими переходами, с перекристаллизацией вещества Земли и др. [28]. Все это должно влиять на изменения геодинамических напряжений и их перераспределение — усиление в одних местах и ослабление в других, привести к изменениям термодинамической обстановки и в результате — к возникновению условий для начала и развития фазовых, полиморфных или электронных переходов вещества, а также химических реакций в неоднородной толще верхней части мантии Земли. Кроме того, в соответствии с вариационным принципом наименьшего действия, как считал М. Планк, для сохранения момента количества движения Земли, как в 1968 г. указал И. Г. Клушин, тектонические движения определенного знака обязательно должны быть сопряжены с перераспределением вещества по вертикали, включающим изменения типа коры, процессы магматизма, метасоматоза и др. Предполагают, что при дифференцированных вертикальных движениях отдельных глыб на неотектоническом этапе вследствие удаления от центра вращения или приближения к нему, должны возникать силы, действующие в латеральном направлении. При подъеме глыбы должны были перемещаться к востоку, при опускании — к западу.

Причиной, вызывавшей преобразования вещества в верхней мантии, были термоупругие напряжения, обусловленные непрерывным распределением температуры, их изменением во времени и неоднородностями физических свойств вещества. Как показала Е. А. Любимова [75], накопление таких напряжений в верхней мантии Земли до глубин 700 км достигает больших величин, соизмеримых с энергией, выделяемой ежегодно при землетрясениях. Она достигает максимума на

глубинах около 400 км, где по данным гравиметрии обнаруживаются области аномальной плотности подкорового вещества и могут протекать процессы полиморфных и иных физических и химических переходов вещества с изменением его объема.

Таким образом, изменение ротационного режима Земли и связанное с ним перераспределение геодинамических напряжений рассматривается и как возможная начальная причина зарождения процессов в мантии, приводящая к преобразованиям вещества.

Общая картина распределения новейших и современных движений разных порядков и деформаций указывает на то, что земная кора и тело Земли находятся в напряженном состоянии. На глубинах до 100—200 м вследствие выветривания, трещиноватости горных пород, разгрузки напряжений в процессе течения более пластичных водонасыщенных слоев действует литостатическое давление. Однако уже на глубинах, где процессы выветривания ощущаются слабо, проявляются добавочные сжимающие напряжения, которые быстро возрастают с глубиной, достигая максимальных величин на глубинах 15—40 км (200÷350 МПа). На этом уровне выделяется более 60 % суммарной энергии землетрясений, проявляющихся на Земле. Сам факт существования землетрясений, образующихся в результате проявления скалывающих напряжений, указывает на наличие напряжений в теле Земли. Неравномерное распределение эпицентров землетрясений указывает и на неравномерность напряженного состояния земной коры в различных частях как суши, так и океанического дна. На это же указывают и натурные наблюдения. Большую величину сжимающих напряжений и их глобальное распространение пытаются объяснить происходившим в недавнее время и продолжающимся сокращением радиуса Земли, что должно сопровождаться освобождением огромного количества потенциальной энергии по мере приближения внешних слоев к центру планеты. Если бы вся эта энергия V была израсходована на упругое сжатие только корового слоя, то, по подсчетам М. П. Рудзского, Е. Н. Люстиха, горизонтальные сжимающие напряжения составили бы 60 000—90 000 МПа. Но до 90 % энергии в процессе контракции расходуется на уплотнение вещества более глубоких слоев. Упруго-гравитационное равновесие Земли определяют по соотношению между V, энергией объемного упругого сжатия слоев Земли, и скрытой теплотой образования плотных физико-химических фаз. Но если даже 1 % V переходит в тангенциальное сжатие, то в земной коре должны были бы появиться добавочные сжимающие напряжения в 600—900 МПа [28].

В связи со сказанным интересно отметить, что еще в 1910 г. Л. С. Лейбензон показал связь замедления вращения Земли с активными нарушениями целостности корового слоя. Принимая толщину кристаллического гранитного слоя 63,7 км, плотность 2700 кг/м^3 и разрушительную разность главных напряжений для гранита 75 МПа, он вычислил необходимое замедление вращения Земли, при котором должны происходить разрушения гранитного слоя. Оно составило 11 мин. Если учесть установленное в астрономии увеличение продолжительности длины суток за 100 тыс. лет от 1,5 до 2,4 с и считать его в среднем неизменным за геологическое время, то, как показал М. В. Стовас, периоды относительного покоя в коровом слое составляют 30—40 млн. лет. За ними должна следовать разрядка накопленных напряжений. Изменение ротационного режима земного эллипсоида за геологическое время должно было вести к изменению эллиптичности фигуры

Земли и сопряженной деформации всех ее параметров. Возникавшая разрядка напряжений приводила к гравитационному устойчивому равновесию, соответствовавшему новой угловой скорости вращения Земли.

Вывод о циклических изменениях геологических процессов хорошо согласуется с данными исторической геологии. В настоящее время совершенно очевидно, что цифры, которыми оперировал Л. С. Лейбензон, не соответствуют параметрам строения земной коры, установленным в последнее время, и его расчеты можно рассматривать только как первую прикидку, реально указывающую на взаимосвязь и взаимообусловленность изменений скорости вращения Земли с напряженным состоянием земной коры, деформациями и тектоническими движениями. По мнению ряда геологов и геофизиков, именно изменение ротационного режима, вызывающего изменения объемного сжатия и радиальные напряжения, являлось одной из причин тектонических процессов. А сам фактор изменения осевого вращения Земли, обусловленный тормозящим трением солнечно-лунных приливов, лежит в основе ряда тектонических построений Б. Л. Личкова, Ю. А. Косыгина и др. Приливные волны проявляются в воздушной, водной и твердой оболочках Земли. Приливы в твердой земной коре достигают наибольшей величины на экваторе (до 50 см) и снижаются к полюсам. Они замедляют скорость вращения Земли, способствуют дрейфу материковых глыб на запад. Приливная волна дважды в сутки поднимает и опускает каждую точку поверхности. Этот процесс как бы «расшатывает» горные породы, в чем видят возможную причину образования трещиноватости пород.

При рассмотрении ротационного режима Земли следует также учитывать особенности ее фигуры, определяющей неодинаковое значение силы тяжести в южном и северном полушариях и разную скорость их вращения вокруг земной оси. Это явление должно привести как бы к скручиванию северного полушария относительно южного, что находит свое непосредственное выражение в сдвиге к востоку южных материков относительно северных, в образовании крупных широтных разломов в северном полушарии в Тихом и Атлантическом океанах и в их приэкваториальных частях. Вследствие неравномерности вращения, по мнению Б. Л. Личкова, Г. Н. Каттерфельда, М. В. Стоваса и др., возникают критические зоны в земной коре, наиболее податливые для проявления горообразовательных процессов.

В. В. Белоусов считает, что тектоническая роль явлений, связанных с вращением Земли, не может быть существенной, хотя они и могут играть роль «спускового механизма» напряжений, например, для землетрясений. Учет всех перечисленных процессов с количественной их оценкой, возможно, даст ответ на причину колоссальных напряжений, которые фактически наблюдаются в подвижных поясах Земли, и позволит уточнить механизм тектонических движений.

Форма Земли, ее связь с внутренним строением и неотектоника. Форма Земли в первом приближении рассматривалась как шар с радиусом в 6371 км. Ньютон первым показал, что форма Земли более сложная и в значительной мере зависит от центробежной силы ее вращения. Возникло представление об эллипсоиде вращения с разницей длин экваториального и полярного радиуса в 21,7 км, что определяет небольшую величину сжатия эллипсоида. Дальнейшие геодезические измерения показали, что фигура Земли еще более сложная. Поверхность ее отклоняется от эллипсоида и вверх (до 120 м) и вниз (до 160 м). Таким образом, фигура Земли не отвечает ни одной из существующих геометрических фигур. Было установлено, что истинная фигу-

ра Земли, получившая название геоида, определяется величиной и направлением силы тяжести. Под геоидом понимают такую уравненную поверхность, которая в любой своей точке перпендикулярна направлению силы тяжести, определяемой отвесом. Во всех точках потенциал силы тяжести на этой поверхности соответствует постоянной величине. Потенциал силы тяжести зависит от многих причин: распределения масс на поверхности и внутри Земли, ее реологических свойств, плотностной неоднородности, динамических процессов, происходящих в недрах Земли, ее вращения, космических факторов. Из теории фигуры Земли следует, по Н. П. Грушинскому, что потенциал силы тяжести w есть сумма потенциала притяжения v и потенциала центробежной силы u: $w=v+u$.

Придавая постоянной величине потенциала силы тяжести различные значения, получают разные уравненные поверхности Земли, которые называют эквипотенциальными поверхностями, обладающими одними и теми же свойствами и являющимися также некоторыми геоидами. Та из них, которая находится на высоте среднего уровня воды в океане, считается поверхностью основного геоида и в геодезии принимается за «математическую» поверхность, или за «уровень моря», от которого отсчитываются высоты точек земной поверхности. Но так как в геологической истории, в том числе новейшей, постоянно происходили перераспределения масс в ее недрах, постоянно изменялась скорость вращения Земли, степень сжатия планеты во времени также менялась. Изменялась и фигура геоида. Все это приводило к изменениям геодинамических напряжений в литосфере, плотности, проявлениям вертикальных и горизонтальных движений.

В 1859 г. русский геодезист Ф. Шуберт первый высказал мысль о возможной эллиптичности земного экватора, т. е. о трехосности фигуры Земли. Это подтверждается и наблюдениями за колебаниями полюса, а также расчетами, произведенными Ф. Н. Красовским и А. А. Изотовым. Считается, что эллиптичность экватора — реальный факт. Было установлено, что северное и южное полушария асимметричны. В северном полушарии преобладают материковые массивы, а в южном — океанические пространства. При этом океаническим впадинам одного полушария соответствуют континентальные выступы другого. Южное полушарие Земли оказывается более сжатым и сфероид приобретает неправильную форму.

Существует несколько моделей, отражающих форму геоида. Наблюдения за движением искусственных спутников показали незначительные отклонения их от эллипсоида. Учитывая наличие осевой впадины на южном полюсе и выпуклость на северном, вследствие чего земной сфероид приобретает сердцевидную форму — кардиоид, Г. Н. Каттерфельд считает более правильным определять форму Земли как «кардиоидальный эллипсоид». По более поздним спутниковым данным было показано, что экваториальное вздутие производит заметное влияние на орбиту спутника. При его движении к северо-востоку при пересечении экватора в направлении к северу точка пересечения его орбиты с экватором будет постепенно смещаться к западу (рис. 17, *А*). По этим данным вычислено сжатие Земли, равное 1/298,25 и определена ее «грушевидная» форма. В действительности отклонение геоида от сфероида, создающее его грушевидность, меньше 20 м (рис. 17, *Б*), в то время как экваториальное вздутие Земли достигает 20 км [10]. В пределах Мирового океана поверхность геоида неровная и отклоняется от уровня референц-эллипсоида на десятки метров.

Карта геоида, приведенного к сжатию 1/298,25 (рис. 18), построена по результатам гравиметрических наблюдений на поверхности Земли и наблюдений за искусственными спутниками. Изолинии на карте — высоты (в метрах) над поверхностью сфероида. Выявляются пять гигантских впадин и выпуклостей. На форме геоида сказывается увеличение или уменьшение силы тяжести Земли за счет неравномерного распределения масс в ее недрах.

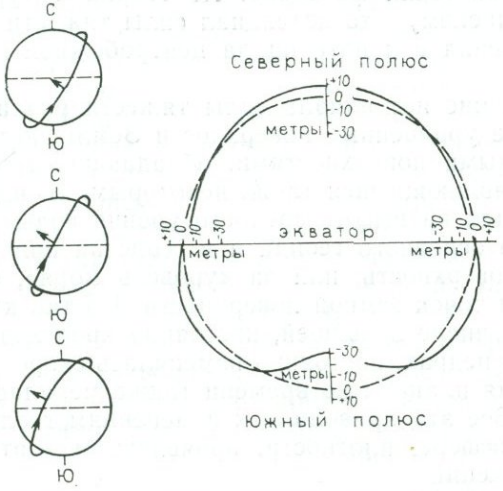


Рис. 17. Грушевидная форма Земли. По М. Ботту

А — смещение точки пересечения орбиты спутника с экватором; *Б* — высота геоида (сплошная линия) относительно сфероида (пунктирная линия). Масштаб не выдержан

Источники ундуляций геоида можно расположить по всей глубине мантии, начиная от глубин 100—200 км до ядра. По мнению Ю. А. Тараканова и Л. П. Винника, есть основания считать, что источники указанных крупнейших ундуляций геоида находятся в зоне фазовых переходов, характеризующихся повышенными градиентами плотности. Они охватывают область верхней мантии на глубинах 400—900 км. Изменение плотности происходит на двух границах 400 и 700 км. Глубина центра масс каждой аномалии (ундуляции геоида) указанными авторами определяется в диапазоне от 710 до 830 км. Смещения ундуляций геоида в горизонтальном или вертикальном направлениях могут быть только в случае перемещения ис-

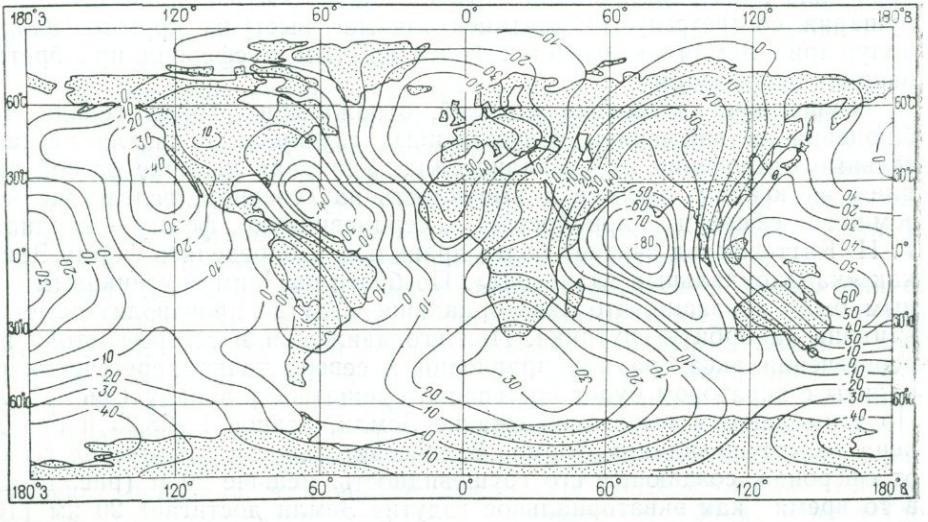


Рис. 18. Карта геоида, приведенного к сжатию 1/298,25. Изолинии в метрах

точников этих ундуляций, которые должны происходить очень медленно.

Позже в ряде работ Н. А. Мёрнер [24 и др.], рассматривая возможность глобальных изменений рельефа геоида на протяжении различных отрезков времени (в том числе и в плейстоцене), пришел к выводу, что основными источниками ундуляций геоида являются процессы, происходившие на границе ядра и мантии. По мнению Н. А. Мёрнера, современная конфигурация геоида не могла оставаться стационарной и менялась с изменениями потенциалов силы тяжести и вращения Земли. Отмечая существенную корреляцию между магнитным полем Земли и гравитационным полем, а также перемещений в пределах промежуточной поверхности ядро — мантия, Н. А. Мёрнер предполагает, что современная конфигурация геоида в большей степени зависит от изменений, происходящих в промежуточной зоне между ядром и мантией,— вывод, который в 1982 г. оспаривался Ю. А. Таракановым. Существуют и другие точки зрения. Однозначного решения этой проблемы до сих пор не существует. Неясным остается вопрос и о скорости процессов, протекающих на границе ядра и мантии. Считается, что они невысоки. Однако, анализируя геомагнитные данные и геологические материалы, которые можно интерпретировать как приводящие к изменению геоида, в 1977 г. Н. А. Мёрнер пришел к выводу, что эти движения могут быть быстрыми (позднечетвертичное время, голоцен); они могли оказать влияние на морфологию поверхности геоида или могли быть связаны с изменениями, которые также оказали влияние на форму геоида (ротационные изменения, движения поверхности Земли, магнитные изменения, эвстатические колебания и т. д.). Скорости перераспределения масс, приводящих к изменениям геоида, определяются примерно в 10^3 лет и могут быть обусловлены изменениями в коре, верхней мантии, а также на границе ядро—мантия и, наконец, во внешней части ядра. Глубинную природу планетарной аномалии геоида для юга Азии подтверждает анализ распределения скоростей сейсмических волн до глубин более 500 км (Н. А. Беляевский). Учитывая плотностные вариации, изменение температур на границе фазовых переходов, низкую температуропроводность и значительную вязкость нижней мантии, Д. Д. Бадюков в 1982 г. пришел к выводу, что глобальные ундуляции геоида были устойчивыми, по крайней мере для последних 10^5 лет. Источники же крупнейших аномалий поверхности геоида располагались в пределах нынешних географических координат на протяжении значительного времени (во всяком случае, больше 10^6 лет). По этому вопросу высказаны и иные мнения.

Анализируя устойчивость аномалий геоида восточного побережья Австралии для второй половины голоцена, Д. Д. Бадюков считает, что гравитационная аномалия не играла никакой роли в изменении уровня моря этого побережья, и наклоны древних береговых линий в его пределах следует объяснять тектоническими причинами. Этот вывод Д. Д. Бадюков распространяет и на другие побережья океанов.

Как отмечалось уже в 1975 г. Ю. М. Шейнманном, магнитное поле Земли, в том числе и частота инверсий поля, теснейшим образом связано с тектоническими и магматическими процессами, с ротационным режимом и рельефом геоида. Такого рода связи, а также процессы, определяющие существование океанических и континентальных сегментов, доказывают, по мнению Ю. М. Шейнманна, очень глубокое заложение эндогенных процессов. Поступление с очень больших глубин некоторых химических элементов, слагающих континентальную кору,

говорит об общности всей эндогенной и планетарной жизни Земли, что является важным выводом, позволяющим более правильно оценить условия возникновения тектонических движений, образование структурных форм новейшего этапа развития и понимать механизмы геологических процессов и деформаций.

Процессы изостазии. Вопросы динамики литосферы тесно связаны с проблемами изостазии. Предложенная первоначально для учета влияния топографических масс на уклонение отвеса при изучении форм земной поверхности концепция изостазии стала применяться для объяснения геологических особенностей строения земной коры. Она используется: 1) для оценки уравновешенности земной коры путем вычисления изостатических аномалий ускорения свободного падения; 2) для объяснения механизма восстановления нарушенного равновесия земной коры за счет перетекания вещества в гипотетической астеносфере; 3) для вычисления вязкости верхних оболочек Земли.

Было выявлено, что вблизи горных хребтов (Анды, Гималаи) наблюдается уклонение отвеса от вертикали. Это явление связывалось с дефицитом масс под хребтами, который приблизительно равен поверхностной нагрузке, обусловленной горами. Принцип изостазии утверждает, что ниже «глубины компенсации» давление внутри Земли является гидростатическим. Это значит, что на глубине компенсации и ниже ее нагрузка мысленно выделенных вертикальных столбов одного сечения должна быть одинакова. При нарушении компенсации дополнительной нагрузкой или разгрузкой (денудация, аккумуляция отложений, ледниковые покровы и пр.) возникают изостатические, компенсационные движения других видов, воздействующие на кору, а также горизонтальные перемещения масс в подвижной среде ниже глубины компенсации в астеносфере. Изостазия есть не что иное как применение закона Архимеда к верхним слоям Земли.

Для объяснения этого явления в 1855 г. одновременно появились две гипотезы, выдвинутые английским геодезистом Дж. Эри и Ф. Праттом (рис. 19). Сам термин «изостазия» был введен К. Деттоном в 1889 г. Обе схемы исходят из допущения, что отдельные части земной коры находятся в состоянии равновесия, плавая как бы в подстилающем слое более плотной верхней мантии, в который они отчасти вдавлены. Поддерживаются участки земной коры выдавливанием погруженного в мантию тела. Видимый рельеф Земли (h) является резуль-

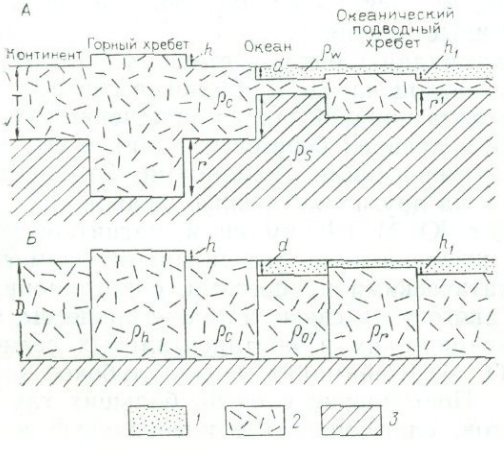


Рис. 19. Изостатическая компенсация по Дж. Эри (*А*) и Ф. Пратту (*Б*)

ρ_c — плотность коры; ρ_w — плотность морской воды; ρ_s — плотность субстрата; T — глубина компенсации; r, r_1 — глубина корня; h, h_1 — топографическая высота; ρ_h — плотность коры под горным хребтом h; ρ_0 — плотность коры под океанами глубиной d; ρ_r — плотность коры под океаническим подводным хребтом высотой h_1; D — глубина компенсации. *1* — океан; *2* — кора; *3* — субстрат

татом изостатического равновесия. Поднятия и опускания земного рельефа объясняются различным весом мысленно представленных призм земной коры. По схеме Дж. Эри, эти призмы имеют различную высоту (*чем длиннее призма, тем выше горы*); по схеме Пратта призмы различаются разной плотностью (более высокий рельеф h объясняется призмой с меньшей плотностью ρ_h), более низкий рельеф — призмой с более плотным веществом ρ_0). Глубина, на которой выполняется изостатическое равновесие, называется глубиной компенсации (T, D). По схеме Эри, подошва земной коры служит зеркалом отражения рельефа дневной поверхности и горы имеют как бы корни (r, r'). По схеме Пратта, земная кора состоит из призм разной плотности (ρ_h, ρ_c, ρ_0, ρ_r), и чем выше призма, тем из более легких пород она состоит. Этим и обеспечивается изостатическая компенсация. Изостатические движения по обеим схемам начинают осуществляться при поперечнике участков земной коры в первые сотни километров. Однако ряд авторов принимают их равными и менее 100 км.

С уточнением представлений о строении земной коры и верхней мантии менялись представления и об изостазии. Доказано, что изостазия осуществляется не только благодаря изменению мощности и плотности коры, но также и изменениями ее в подстилающей мантии. Явления разуплотнения мантии могут играть решающую роль в механизме изостазии. Выявлено, что не вся литосфера находится в равновесном состоянии. Вне тектонически активных поясов равновесие литосферы сохраняется достаточно точно. В самих подвижных поясах обнаруживаются значительные изостатические аномалии. Происходящие же в них движения направлены не на восстановление равновесия, а наоборот, ведут к еще большему его нарушению и являются как бы антиизостатическими, т. е. нарушающими гидростатическое равновесие — равенство давлений на некотором горизонтальном уровне в астеносфере под корой.

Наиболее широко развитые антиизостатические движения земной коры требуют для своего объяснения признания существенной роли перемещений корового или подкорового вещества со значительной горизонтальной составляющей движения. Последняя же, по мнению М. Е. Артемьева, должна быть не меньше, чем горизонтальные перемещения вещества на поверхности Земли, обусловленные экзогенными процессами. Вызываются антиизостатические движения какими-то активными процессами, преодолевающими стремление к равновесию. Таким образом, изостатические силы не являются причиной тектонических процессов, а относятся к регулирующим факторам: они или лимитируют амплитуду поднятий или опусканий, или фиксируют уровень, *на котором эти движения затухают* [1]. *Причины нарушения изостазии* достаточно сложны, но именно они могут помочь понять природу тектонических движений. Наблюдающиеся изменения плотности вещества на той или иной глубине могут под действием изостатических сил приводить к перемещениям.

В самом общем виде изостатическая компенсация масс может быть осуществлена одним из трех ее видов или их комбинациями: 1) горизонтальными изменениями средней плотности в коре; 2) вариациями толщины коры пониженной плотности; 3) горизонтальными изменениями плотности в верхней мантии. Первую и третью комбинации можно рассматривать как варианты гипотезы Ф. Пратта, вторую — как гипотезу Дж. *Эри в ее чистом виде.*

По современным представлениям, изостатическая компенсация земной коры осуществляется в первом приближении вблизи поверхности М по схеме Дж. Эри, а окончательное равновесие достигается на уровне астеносферы по схеме Ф. Пратта [81].

До последнего времени считалось, что наблюдается прямая зависимость между нарушением изостазии земной коры, вычисленной с помощью одной из классических моделей, и современной тектонической активностью отдельных регионов. В 1984 г. М. Е. Артемьев пришел к иному выводу, установив, что структуры, имеющие разную геологическую историю, отличаются моделями изостатической компенсации. Так, изостазия эпигеосинклинальных орогенов (типа Кавказа) осуществляется преимущественно изменением мощности земной коры при подчиненной роли коровых и подкоровых плотностных неоднородностей. Изостазия эпиплатформенных орогенов (типа Тянь-Шаня) обеспечивается как плотностными неоднородностями подкорового слоя и земной коры, так и вариациями мощности коры. Интересен вывод, что представления о существовании крупных нарушений изостатического равновесия в областях современного горообразования во многих случаях ошибочны, так как основаны на данных интерпретации изостатических аномалий гравитационного поля, полученных для изостатических моделей, которые плохо согласованы с имеющимися данными о плотностных неоднородностях земной коры и подкорового слоя. Очевидно, необходимо проводить комплексную интерпретацию результатов наблюдений гравитационного поля с учетом всех имеющихся геолого-геофизических данных, без предварительного введения изостатических редукций.

Считалось также, что областью затухания компенсирующих движений, связанных с перераспределением масс на поверхности литосферы, является астеносфера. В ней подъемы и опускания участков вышележащей мантии частично компенсируются перетеканием ее вещества. Вместе с тем, как считают В. А. Магницкий и Е. В. Артюшков, в пределах астеносферы в какой-то мере преобразуются движения, идущие из более глубоких слоев мантии, влияя на их распространение в пределах литосферы.

В пределах земного шара в целом существует очень точная компенсация масс. Спутниковые данные убедительно подтвердили установленную гравиметрией общую уравновешенность литосферы на континентах и океанах. Существование материков и океанов не отражается на форме геоида. Однако изостатическое состояние конкретных регионов или структур у разных исследователей толкуется очень по-разному. То, что одними считается изостатически уравновешенным, другими рассматривается как пример нарушения изостазии. Это свидетельствует о том, что проблема изостазии в современном ее виде далека от разрешения. Как указывают В. Г. Козленко, В. И. Старостенко и С. И. Субботин [75], видимо, есть смысл рассматривать изостазию в широком аспекте как стремление масс, слагающих Землю, к состоянию минимума потенциальной энергии, а также к поддержанию общего постоянства момента количества движения по всем земным радиусам. В таком плане тектонические движения, по мнению И. Г. Клушина, можно связать с перераспределением плотности масс в верхних оболочках Земли в вертикальном направлении, выражающемся в изменении типа коры, в проявлениях магматизма, метасоматоза и т. п., что позволит применить единый подход к изучению эволюции вещества и энергии в процессе формирования литосферы.

В последние годы появились новые взгляды и новые модели изостазии Земли. Одна из них, названная «геоизостазией», в 1980 г. была предложена К. Ф. Тяпкиным. В ней учитывается ротационный режим Земли, являющийся, по мнению этого автора, одним из главных факторов, регулирующих ее равновесное состояние. При этом рассматривается не только земная кора (литосфера), которая во всех классических моделях обособляется от остальных частей Земли, но и массы, лежащие ниже. Происхождение перераспределения масс, «утяжеление» и «облегчение» условно выделяемых призм тела Земли, по мнению К. Ф. Тяпкина, определяют процессы тектогенеза. В качестве же источника энергии тектогенеза должно приниматься взаимодействие Земли с физическими полями Космоса, непрерывное изменение ее ротационного режима. В модели К. Ф. Тяпкина, математическое обоснование которой мы не приводим, есть ряд заслуживающих внимания особенностей.

Высказываются и другие представления (В. В. Орленок) о проявлениях компенсирующих движений, в которых дефицит или избыток масс обусловлен не простой схемой гидростатики Ф. Пратта или Дж. Эри, а существенной плотностной неоднородностью разреза коры или мантии в различных регионах. Все это показывает существующие различные и достаточно противоречивые подходы к проблеме изостазии и необходимость ее дальнейшей разработки. Пока же все наши построения основываются на классических идеях, изложенных выше.

Все сказанное позволяет думать, что активизация позднекайнозойских движений, изучаемая неотектоникой, охватывала различные оболочки Земли и сказывалась также на активизации процессов изостазии, в конечном счете способствовавших становлению современного состояния не только слоев земной коры, но и литосферы в целом, и в какой-то мере подстилающих оболочек. Эти процессы активизировали также образование латеральных неоднородностей в выделяемых концентрических сферах Земли и являлись одним из движущих факторов тектонических перемещений вещества.

Уже давно появились работы, в которых рассматривалось проявление гидроизостазии в океанах, крупных озерах и шельфовых областях под влиянием изменения объема и массы воды (А. Блум, Р. Флинт, Р. Фейрбридж, Н. А. Мёрнер, Д. Д. Бадюков и др.). Была построена модель этого явления и математически оценена реакция земной коры на изменения водной нагрузки. Были оценены также факторы, влияющие на изостатическое прогибание: конфигурация береговой линии, глубины прибрежных вод, скорости и величины подъема воды, плотность деформируемых пород и др. Реальность явления гидроизостазии в 1963 г. была показана М. Криттенденом на подробно изученных озерах на западе США, где многочисленные замкнутые впадины в плювиальные эпохи плейстоцена представляли собой озера.

Преобразование структур земной коры и типы тектогенеза. Перечисленные выше процессы уплотнения и разуплотнения вещества, фазовых превращений, изостазии, изменяющегося напряженного состояния земной коры и мантии в конечном итоге ведут к перестройке литосферы и проявлению различных форм тектогенеза. Тектогенез — это совокупность тектонических движений и процессов, под воздействием которых формируются разнообразные тектонические структуры как континентальной, так и океанической коры.

Среди основных процессов, способных привести к преобразованию строения земной коры и тем самым к перестройке структурных форм,

еще Г. Штилле, рассматривая историю горных цепей и складчатых сооружений, выделял процессы конструктивные и деструктивные. Образование складчатых структур как основного элемента гор Г. Штилле связывал с конструктивными процессами. После возникновения горных сооружений начинают проявляться деструктивные процессы, разрушающие складчатые структуры, разделяющие их на отдельные поднимающиеся и погружающиеся блоки. Понятие «деструкция», по Г. Штилле, стал использовать в конце прошлого века А. Зупан в геоморфологии. Наряду с процессами, результаты которых мы может наблюдать на поверхности, происходят глубинные процессы. Ряд исследователей (В. Е. Хаин, Е. Е. Милановский, Ю. М. Пущаровский, А. А. Наймарк, Н. И. Николаев и др.) выделяют принципиально различающиеся деструктивный и конструктивный (аккреционный) типы тектогенеза.

Конструктивные («строящие») процессы тектогенеза отражают определенную направленность эволюции глубинного строения, которая не связывается с каким-либо определенным механизмом этих процессов. К ним относят накопление продуктов вулканической деятельности, подъем, плавление и дифференциацию вещества мантии, накопление осадочных образований, проявление процессов складкообразования, метаморфизма и гранитизации, приводящих, в конечном итоге, к утолщению коры. Эти явления часто объясняют тангенциальным сжатием, скучиванием глыб, наползающих по пологим надвиговым поверхностям при крупных горизонтальных перемещениях, и другими механизмами. Конструктивный океанический тектогенез характеризуется формированием первичной океанической коры в зонах срединно-океанических рифтогенов. Конструктивный континентальный тектогенез отличается формированием субконтинентальной и развитой континентальной коры на месте океанической и субокеанической (молодые островные дуги, эпигеосинклинальные орогены). Здесь могут быть выделены геоструктуры, отражающие разную степень развития конструктивных процессов. Следует добавить, что разновидностью конструктивных процессов, по Ю. М. Пущаровскому, могут явиться процессы континентизации, под которыми он понимает наращивание древних ядер континентов (исходя из представлений о необратимом развитии земной коры) последующими палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими складчатыми зонами [61].

Изменения земной коры при деструктивных («разрушающих») процессах сопровождаются утонением ее вследствие растяжения, которое может привести к полному разрыву сплошности коры и оголению подкорового субстрата. Изменение строения коры происходит не только за счет тектонических процессов, но также и процессов денудации, которые могут уничтожать не только осадочный, но и «гранитный» слои. Эти процессы происходят в условиях как материковой, так и океанической коры. Отмечают, что растяжение сочетается с плавлением вещества верхней мантии в пределах зон ослабленного давления, проникающих в мантию в виде глубинных разломов, и подъемом магмы по этим зонам в разные слои коры вплоть до поверхности Земли.

С деструктивными процессами связывается также процесс метасоматической базификации, механизм которого разными авторами трактуется по-разному. В условиях континентальной коры деструктивный тектогенез преобразовывает ее в субконтинентальную и затем в океаническую при общем утонении коры, в первую очередь за счет редуцирования «гранитного» слоя. Деструктивный тектогенез свойствен конти-

нентальным рифтогенам, лабигенным, пелагогенным структурам, геосинклиналям ранних стадий развития. Некоторые авторы выделяют разные группы деструктивных процессов. Так, Ю. М. Пущаровский [61] к ним относит: раскалывание, раздвигание материковых блоков с образованием новых океанов; образование внутриматериковых рифтовых впадин; образование линейных высокоподвижных проницаемых зон между континентальными массивами, подвергшимися тектонической деструкции; образование мозаичной структуры земной коры и др. Механизмы деструктивных тектонических процессов могут быть различными: сочетающиеся между собой раздвиги, растяжение, распад, оседание и др. Корни процессов деструкции могут находиться на разных глубинах и в разных частях тектоносферы. Связываются же они с движениями глубинных масс и, очевидно, физико-химическими процессами.

Другие авторы выделяют разные стадии развития деструктивных процессов [47]. Рассмотрение регионального материала по неотектонике СССР и сопредельных областей позволило помимо конструктивного и деструктивного типа тектогенеза новейшего этапа развития дополнительно выделить еще два типа.

Реконструктивный («достраивающий») тектогенез характеризуется возобновлением конструктивного континентального тектогенеза на сформированной ранее континентальной коре.

Реструктивный («перестраивающий») тектогенез происходит в условиях сохранения ранее созданного типа коры. Термин «реструктивный», являясь нейтральным относительно терминов «деструктивный» и «реконструктивный», указывает на происходящую при этом типе тектогенеза чисто структурную перестройку, без качественного изменения строения (типа) коры. Реструктивный тектогенез характерен для континентальных и океанических платформ, эпиплатформенных орогенов с умеренной интенсивностью новейших движений и, вероятно, для океанических орогенов и внутренних районов зрелых островных дуг.

Перечисленные типы тектогенеза отражают направленность эволюции глубинного строения, в первую очередь мощность и сложность строения коры (а не абсолютное значение ее параметров на данный момент). Предполагаемое разделение в принципе не зависит от выделения разными авторами тех или иных конкретных типов коры.

Таким образом, материалы неотектоники позволяют ввести в интерпретацию сейсмических данных элементы развития, истории, изменения во времени. Это следует из того, что выявляющиеся геоструктурные зоны новейшего этапа развития, такие, как платформы, орогенные области разных типов, рифтогены и др., отражают разные стадии развития земной коры. Различное глубинное строение перечисленных зон, устанавливаемое по геофизическим данным, свидетельствует и о переменах, происходящих в земной коре в ходе ее эволюции, влияющих на изменение сейсмических скоростей, толщину сейсмических слоев и на другие геофизические параметры. Перечисленные типы тектогенеза отражают изменение во времени геофизических показателей и тем самым выявляют элементы их истории.

Эвстазия и неотектоника. Изменения поверхности литосферы под влиянием тектонических и денудационных процессов чаще всего рассчитываются от уровня океана. Таким образом определяются амплитуды и направленность новейших тектонических движений, выявляемых различными методами. Однако в масштабе геологического времени

уровень океана не был постоянным. Поэтому использование его в качестве неподвижного начала координат, как это принято, например, в исторической геологии,— условно. Следы проявлений новейших движений, отразившихся, например, в различном высотном положении поверхностей выравнивания, террас и пр., позволяют измерять лишь относительное перемещение, т. е. разность положения точки на суше и поверхности океана, объем водной массы которого не был постоянным. При решении этой проблемы мы испытываем затруднение, подобно астрономам, которые несколько раз меняли начало координат (Земля, Солнце, центр Галактики) и, наконец, признали принципиальную невозможность установления какого-либо начала координат, кроме условного. И в исторической геологии мы вынуждены ограничиваться условным нулевым уровнем, за который принимают уровень Мирового океана. Но учитывая тектоническую подвижность поверхности литосферы и непостоянство океанического уровня, приходится интегрировать эти движения. Мы сталкиваемся с очень сложной проблемой эвстатических колебаний океанического уровня. Под ними понимают повсеместно прослеживаемые медленные изменения уровня водной оболочки Земли — как Мирового океана, так и связанных с ним морей.

Эвстатические движения, или эвстазию (от греческих «эв» — настоящий, истинный; «стазис» — положение, уровень) первоначально в 1888 г. выделил Э. Зюсс. Правильное понимание этого явления имеет большое значение как для выявления геодинамики литосферы, так и условий проявления тектонических процессов новейшего этапа развития. Этой проблеме посвящена огромная литература. Многие вопросы продолжают оставаться дискуссионными. Коснемся этой проблемы предельно кратко.

Различают движения береговой линии как следствие образования морских впадин, когда происходят истинные изменения уровня океана, и возникающие в результате других причин, в частности как следствие локальных тектонических процессов, приводящих к кажущимся перемещениям океанического уровня. Первоначально эти колебания, обусловливающие местные трансгрессии и регрессии, вызываемые регионально действующими тектоническими процессами, в 1893 г. Ф. Ю. Левинсон-Лессингом были названы «денивелированием», а широкие трансгрессии и регрессии, обусловленные колебаниями уровня самой водной оболочки,— «гидрокинетическими». Не отвергая таких колебаний, А. П. Павлов в 1896 г. отрицательные перемещения береговых линий предложил называть геократическими, а наступание моря на сушу — гидрократическими движениями.

Механизмы, приводящие к колебаниям уровня Мирового океана, до конца еще нераспознаны. Многое остается неясным. Среди факторов, определяющих эвстазию, различают изменение общего количества воды на Земле, изменение объема гидросферы. Разработка этой проблемы находится еще на уровне рабочей гипотезы ввиду ее крайней сложности. Одни исследователи считают, что в геологической истории объем гидросферы оставался почти постоянным (В. И. Вернадский, А. П. Виноградов, Ф. Кюнен, В. В. Белоусов, Н. И. Николаев и др.); другие утверждают, что он уменьшался (А. П. Павлов, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, К. К. Марков и др.); наконец, высказывается взгляд, что масса воды постепенно увеличивается (Г. Менард, В. Руби, Р. Ревелль, И. А. Резанов, Е. М. Рудич и др.). Чаще всего эта проблема обходится молчанием. Очевидно, ее нужно решать с учетом взглядов на про-

исхождение других оболочек Земли. Наиболее полная и логичная концепция в этом направлении была разработана А. П. Виноградовым.

Используя гипотезу зонного плавления, был показан односторонний направленный процесс дегазации и дифференциации вещества на оболочки. В начале геологической истории Земли, по А. П. Виноградову, процесс дегазации мантии был наиболее интенсивным и главная масса воды выделилась в течение первых сотен, может быть, тысяч или миллионов лет. Стабилизация уровня океана, нарушаемая процессом тектонических движений дна океанов, началась в протерозое, и с палеозоя объем водной массы гидросферы изменялся в незначительных пределах.

Принципиально иначе на эту проблему смотрит И. А. Резанов. По его представлениям, изложенным в 1978 г., процесс выделения воды и летучих компонентов из мантии был постоянным. Однако объем океанических вод во времени накапливался неравномерно, в соответствии с неравномерным формированием в истории Земли океанических котловин. В мезозое — кайнозое, в эпоху образования Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов, площадь океанов увеличилась. Поступление максимальных порций воды совпало с крупными опусканиями. Сформировавшиеся глубоководные океанические котловины заполнялись водой, которая выделялась при десерпентинизации — обезвоживании серпентинизированных гипербазитов. При этом потеря воды вызывала уплотнение вещества коры и погружение отдельных ее блоков. На поверхности литосферы это отражалось в образовании океанических впадин. Эта идея подкрепляется соответствующими расчетами, основанными на современных представлениях в геохимии и петрологии.

Таково содержание двух гипотез. Принятие первой из них сразу отбрасывает допущения некоторых авторов (Р. Ревелль, Г. У. Линдберг и др.) о больших и быстрых колебаниях объема водных масс (до 700 м) в новейшем этапе. Другая гипотеза — о сопряженности процессов формирования океанических впадин и выделении ювенальных вод — позволяет допускать колебания океанического уровня вследствие неравномерности проявления тектонических движений и геохимических процессов. Таким образом, в толковании ряда фактов можно исходить из разных теоретических представлений. Приведенные же количественные оценки носят самый приближенный характер. Идея о гигантских опусканиях дна океанов с одновременной компенсацией их выделившейся ювенильной водой, сохранившей свою соленость и не изменившей условия существования фауны океанов, пока мало обоснована. Но даже принимая и эту точку зрения, невозможно обосновать колебания Мирового океана в новейший тектонический этап.

Вопросами причин эвстатических колебаний океанического уровня занимались многие исследователи. В последние годы они рассматривались Д. П. Найдиным, П. А. Каплиным, Е. М. Рудичем, Н. И. Николаевым, Ван-де-Пласшем, Н. А. Мёрнером, П. Вейлом, С. Томпсоном, К. Оллиером и многими другими. Критическая оценка высказанных представлений позволила составить новую схему причинно-следственных явлений колебаний уровня океана (рис. 20). К ней следует добавить, что разные мнения существуют по вопросу влияния на уровень океана седиментоэвстазии. Учитывая большие изменения базальтовых лав на дне океанов, они могли влиять и на изменения его уровня. Количественная оценка этого фактора отсутствует. Большое значение некоторые исследователи придают планетарному фактору «геоидно-эв-

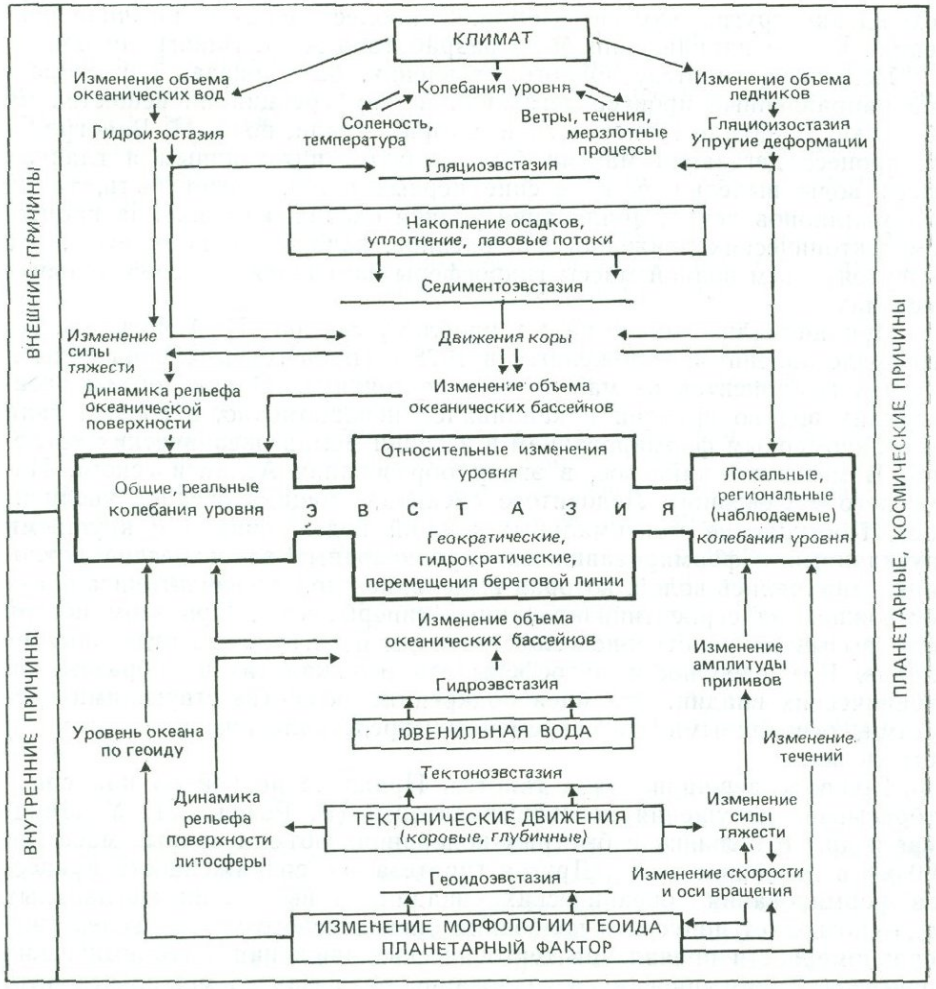


Рис. 20. Причинно-следственные явления эвстатических колебаний уровня океана

статических» колебаний (Н. А. Мёрнер). Форма геоида перестраивалась в соответствии с постоянным изменением гравитационного поля и потенциала вращения Земли. В плейстоцене основной причиной деформации геоида было непосредственное перемещение масс воды и льда на поверхности Земли и связанное с этим процессом перемещение вещества в недрах Земли. При этом изменения геоида могли достигать 2—4 м за 100 лет в последние 6,5 тыс. лет, а в позднем плейстоцене порядка десятков и первой сотни метров, при скорости около 10—20 мм/год.

Предпринятые попытки количественного определения колебаний океанического уровня (О. К. Леонтьев, В. А. Шлейников, Р. К. Клиге и др.) имеют крайне приближенный характер, по существу определяют только тенденцию к его перемещению. Более точно и обоснованно восстанавливают изменение уровня моря за четвертичное время и в современный этап Р. К. Клиге, П. А. Каплин, В. А. Шлейников, Н. И. Николаев и многие другие. Это имеет значение для реконструкции главным образом голоценовых движений.

Во время оледенений, когда вода концентрировалась на континентах, образуя ледниковые щиты, уровень Мирового океана понижался на 110—140 м. После таяния ледниковые воды снова поступали в Мировой океан, повышали его уровень. Происходили эвстатические колебания. В настоящее время доказано, что колебания океанического уровня нельзя выразить одной кривой. Для каждого отдельного района, каждого океана она имеет свою специфику [24].

В последние годы с развитием бурения на дне океанов и сейсмических исследований, новые фактические данные более определенно указывают на глобальные изменения уровня океана. При сопоставлении кривых колебания уровня океана для разных частей Земли (при их существенной разнице) тем не менее выявляется общая закономерность в продолжительности циклов.

В результате сейсмостратиграфических исследований в глобальном масштабе на протяжении всего фанерозоя устанавливаются циклы изменения уровня океана трех порядков: два цикла первого порядка продолжительностью 200—300 млн. лет, 14 циклов второго порядка продолжительностью 10—80 млн. лет и приблизительно 80 циклов третьего порядка продолжительностью 1—10 млн. лет [12]. Более изученные глобальные циклы относительного изменения уровня океана в течение кайнозоя можно видеть на рис. 21. Методика построения глобальных циклов по данным корреляции удаленных районов приведена на рис. 22. Основой сравнения служит время крупных относительных понижений уровня океана. Выделяются понижения: позднемиоценовое (10,8 млн. лет назад), предсредне-позднеолигоценовое (30 млн. лет назад), раннеэоценовое (49 млн. лет) и среднепалеоценовое (60 млн. лет). Некоторые циклы по сейсмическим данным не выделяются из-за слишком малой мощности отдельных слоев. Все имеющиеся данные сведены на обобщенную кривую изменения уровня океана. Оказывается, самого высокого положения уровень достигал в конце позднего мела (кампан), когда он был примерно на 350 м выше современного, и опускался до самой нижней отметки в течение ранней юры, в среднем олигоцене и позднем миоцене соответственно на 150, 250 и 200 м ниже современного уровня океана (табл. 3).

С позднего мела наметилось общее опускание до наиболее низкого уровня с многочисленными флуктуациями. При этом под глобальным высоким уровнем моря П. Р. Вейд и другие понимают интервал геологического времени, в течение которого уровень моря находился выше края шельфа в большинстве регионов земного шара. Под глобальным низким уровнем понимается интервал времени, в течение которого уровень моря располагался ниже края шельфа в большинстве регионов. После значительного понижения уровня моря до какого-либо глобального низкого уровня обычно развивается крупное межрегиональное несогласие. Оно является следствием подводной эрозии и отсутствия седиментации на шельфах и окраинах бассейна, а также продолжительных периодов отсутствия осадконакопления или сдвига седиментационных образований в глубоководных частях бассейна.

Причины эвстатических колебаний уровня моря в глобальном масштабе отмечены выше. Из всех факторов только тектонические и гляциальные процессы продолжались настолько долго и интенсивно, что ими можно было бы объяснить многие циклы третьего порядка и некоторые циклы второго порядка, особенно для позднего кайнозоя. Из других причин называют разные изменения скорости раздвигания морского дна, особенности структур подошвенного налегания вдоль

континентальных шельфов; изменение объема или воздымание срединно-океанических хребтов, расширение Земли. Итак, главные причины изменения уровня моря первого и частично второго порядка связывают с геотектоническими процессами. Отдельные циклы второго и циклы третьего порядков могут объясняться процессами оледенения. Наблюдаемое быстрое понижение уровня моря к концу циклов третьего порядка там, где установлены признаки оледенения, пока остается необъясненным. Интересно отметить, что низкие уровни моря, как правило, соответствуют холодным климатическим условиям (по изотопам кислорода и другим методам изучения фауны), а высокие уровни — теплым. Наконец, в последнее время причиной циклических колебаний уровня моря Н. А. Мёрнер называет перестройку геоида, что нам кажется весьма вероятным.

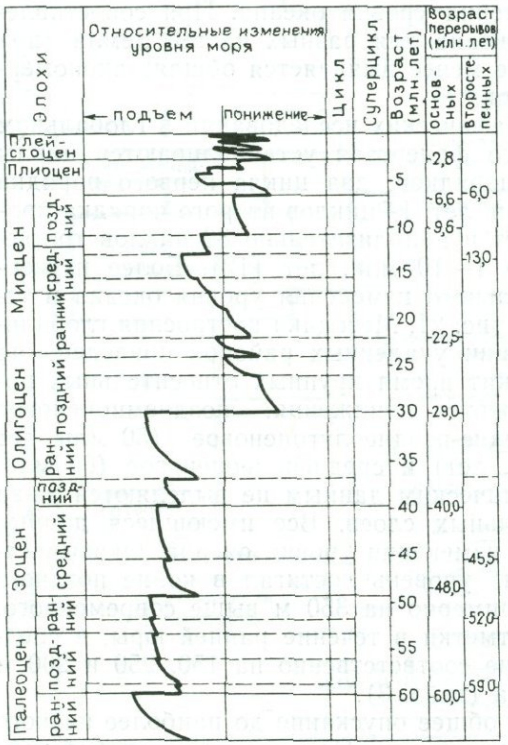


Рис. 21. Кривая изменения уровня Мирового океана за последние 65 млн. лет. По П. Р. Вейлу и др.

Закон взаимосвязанности и взаимообусловленности явлений и процессов. Как известно, закон выражает определенный порядок причинной, необходимой и устойчивой связи между явлениями или свойствами объектов. При этом одни явления вызывают определенные изменения других. Таким объективно существующим законом в геологии является закон взаимосвязанности и взаимообусловленности явлений и процессов, который необходимо иметь в виду при анализе сложных объектов изучения неотектоники.

Рис. 22. Корреляция региональных циклов относительного изменения уровня океана по четырем континентам и составление осредненного графика глобальных циклов. По П. Р. Вейлу и др.

а — бассейн Гипсленд, Австралия; *б* — Северное море; *в* — Северо-Западная Африка; *г* — бассейн Сан-Хоакин, Калифорния; *д* — глобальные циклы

Таблица 3

Глобальные уровни моря и связанные с ними крупные межрегиональные несогласия в течение позднего кайнозоя. По П. Р. Вейлу, Р. М. Митчелу и С. Томпсону

Высокие уровни моря, эпохи	Основные глобальные понижения уровня моря	Низкие уровни моря, эпохи
	Предпозднеплиоценовое и *предплейстоценовое* (3,8 и 2,8 млн. лет назад)	Позднеплиоценовый—ран-*неплейстоценовый*
Ранне-среднеплиоценовый	Предпозднемиоценовое и предмессинское (10,8 и 6,6 млн. лет)	Позднемиоценовый
Среднемиоценовый	Предсредне-позднеолиго-ценовое (30 млн. лет)	Средне-позднеолигоценовый
Поздне-среднеэоценовый и *раннеолигоценовый*	Предсреднеэоценовое (49 млн. лет)	Ранне-среднеэоценовый
Позднепалеоценовый—ран-неэоценовый		

На связь и взаимообусловленность природных явлений наиболее четко в конце прошлого столетия обратил внимание геолог-почвовед В. В. Докучаев, считавший, что изучение генетических и закономерных связей, взаимодействий между явлениями, телами и силами природы составляет «сущность познания». Эти идеи развивались В. И. Вернадским, считавшим себя учеником В. В. Докучаева, Л. С. Бергом, В. А. Обручевым, В. Н. Сукачевым, Н. М. Страховым и многими другими исследователями в разных областях геологии и геофизики. Все интуитивно приходили к необходимости применения системного подхода на разных сложных объектах изучения. Сложность проявляется прежде всего в многофакторности явлений, в невозможности свести их к простым физическим и химическим процессам, конвергентности, постепенности переходов от одного явления к другому.

Все это затрудняет типизацию, классификацию явлений и определение их генезиса. Примеры сложности, многофакторности природных явлений, их взаимосвязанности и взаимообусловленности выявляются при рассмотрении всех элементов новейшей геодинамики. Необходимо подвести некоторые итоги. Природные астрофизические, планетарные, *геофизические, петрологические и другие геологические явления* образуют очень сложную взаимодействующую систему, развивающуюся на фоне поступательного и необратимого развития во времени, приводящего к усложнению связей и процессов. Рис. 23 иллюстрирует закон взаимосвязи и взаимообусловленности космических, планетарных и различных земных процессов.

Гравитационное взаимодействие Земли и Луны приводит к периодическим изменениям длины суток, скорости вращения, перемещения траектории оси вращения Земли, наклона экватора к эклиптике. Этот механизм действует на протяжении геологической истории и определяет циклические изменения различных взаимосвязанных и взаимообусловленных процессов и явлений. Так, изменение наклона экватора к

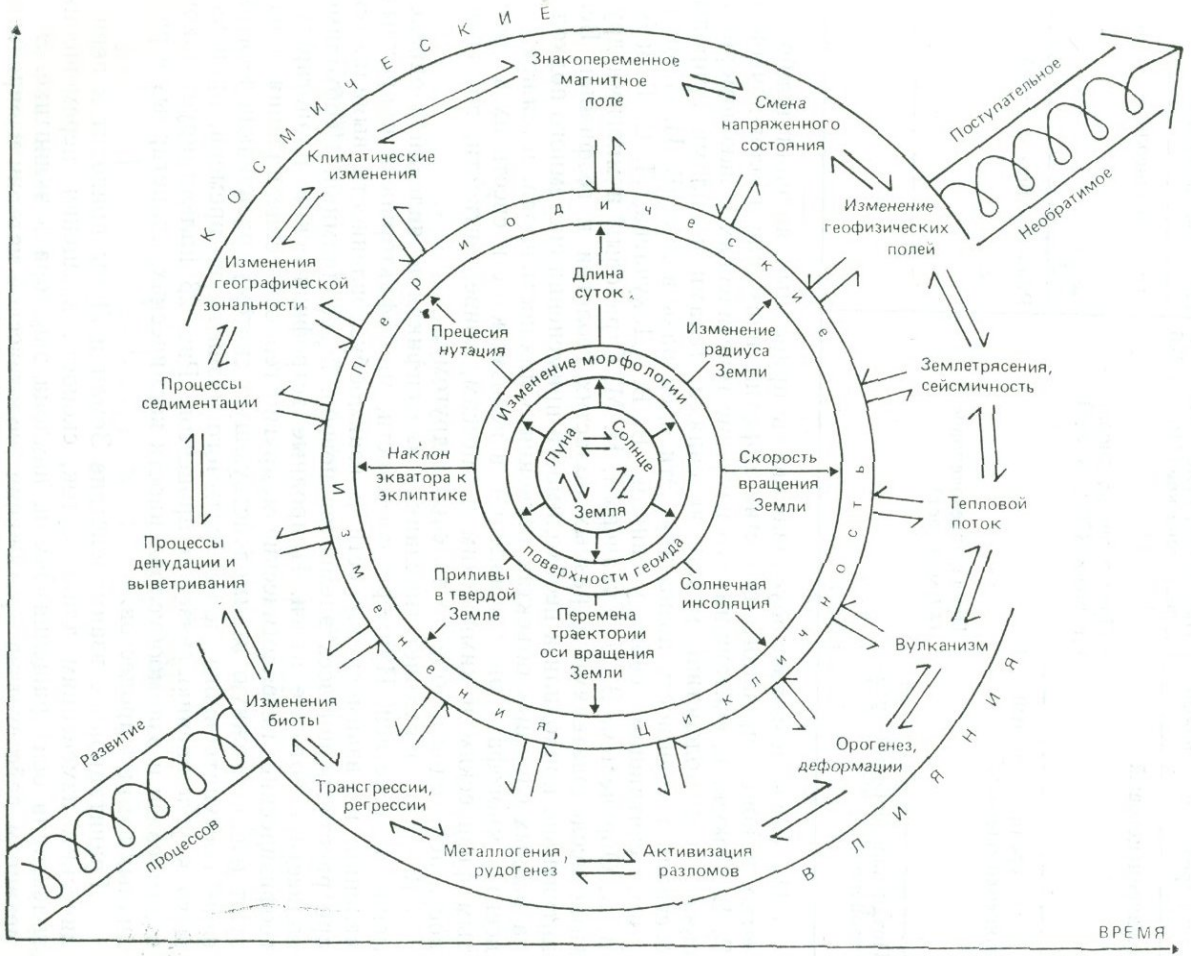


Рис. 23. Графическое выражение закона взаимосвязанности и взаимообусловленности космических, планетарных и земных процессов

эклиптике приведет к изменению географической зональности и изменениям климата и его производных — изменению процессов выветривания и денудации, особенностей и интенсивности процессов седиментации, явлений развития жизни и др. Ритмичность климатических изменений приурочена к максимальным уклонениям Луны от Земли. Уход и приход Луны ведет к изменению положения оси вращения в теле Земли и, как следствие, к изменению морфологии геоида, в котором будут накапливаться напряжения, в какой-то мере обуславливающие сейсмичность с ритмически изменяющейся интенсивностью. Неравномерное перемещение оси будет вызывать периодически действующие процессы орогенеза, отделенные друг от друга интервалом времени порядка 40 млн. лет. Так как траектория оси вращения в теле Земли от цикла к циклу будет меняться, часть разломов, активных во время одного цикла, могут стать пассивными в другом. Эти циклически изменяющиеся процессы будут отражаться на изменениях геофизических полей, теплового потока, строения литосферы, состояния ядра и мантии. При изменении режима вращения Земли будут происходить изменения полюсов магнитного поля. Эти и перечисленные выше взаимосвязанные процессы будут обусловливать периодически проявляющиеся процессы вулканизма, магматизма и процессы минерализации, ведущие к возникновению минеральных, в частности, рудных месторождений. Каждый из названных процессов представляет одну из сторон сложного процесса геологического развития Земли и земной коры. В своем историческом развитии все они теснейшим образом взаимосвязаны и взаимообусловлены, что на рис. 23 показано стрелками. Если же учесть, что на эту систему влияют и космические процессы, выражающиеся, например, в периодических изменениях солнечных, электромагнитных, тепловых и других явлений, которые будут взаимодействовать со всеми перечисленными процессами, легко представить всю сложность изучающихся нами явлений. В настоящее время достаточно осознано, что объекты изучения геологии относятся к большим и сложным системам, свойства которых зависят от свойств составляющих ее элементов (подсистем). Учитывая закон взаимосвязанности и взаимообусловленности явлений и процессов наиболее успешное познание неотектоники может осуществляться лишь с позиции применения системного подхода и системного анализа, который позволяет наиболее полно выявить многообразие природных связей в пределах каждого ранга явлений.

ТИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЕ

По существующим ныне представлениям геологам, геофизикам, геодезистам и другим специалистам в практических и научных целях приходится выделять разные типы тектонических движений. Однако задача типизации тектонических движений очень сложная. Она до сих пор не имеет однозначного решения и находится в стадии обсуждения. Это объясняется сложностью процессов тектонической жизни Земли, различным смыслом, вкладываемым в понятие «тектонические движения», сложностью используемой терминологии. Как было показано в предыдущих разделах, с момента образования Земли как геологического тела до настоящего времени в ее недрах продолжаются нарушения и стремление к установлению равновесного состояния, т. е. выравнивание значительных латеральных и вертикальных неоднородностей, выражающихся в геохимических, петрологических, металлогенических, геофизических и тектонических и прочих процессах, находящихся под

воздействием гравитационного и ротационного напряжений и космических влияний. Все перечисленные процессы ведут к латеральным и вертикальным перемещениям масс вещества и сопровождаются сглаживанием разницы плотностей, давлений, температуры и других параметров в недрах Земли. Движения имеют разный масштаб, скорость и охват пространства от локального, регионального до планетарного. Этот механизм реализуется не только в земной коре, литосфере, но охватывает, как мы видели выше, весь интервал глубин до центра Земли. Кроме того, само тело Земли периодически испытывает деформации, отражающиеся на геологических явлениях (трансгрессии, регрессии и др.).

В настоящее время тектонические движения классифицируются не по причинам их порождающим, а по следствиям — главнейшим структурным формам, которые ими создаются. Это оправдано тем, что тектонические движения геологического прошлого и настоящего времени мы вынуждены реконструировать по их результатам: деформациям, анализу фаций и мощностей, перемещениям береговых линий, интенсивности физико-геологических процессов, выражению в рельефе и т. д., а в отношении современных движений — по показаниям приборов (наклономеров, деформометров, сейсмографов и др.). При этом главным образом устанавливается кинематика движений. Определение их генезиса всегда вызывает затруднения, но к решению этого вопроса обычно подходят очень упрощенно, не учитывая сложность и, как правило, многофакторность перемещений земной коры, многообразие механизмов, их вызывающих. Такой подход заставлял выделить столько типов тектонических движений, сколько существует порядков структур, что мало дает для науки и практики. Кроме того в предлагаемых классификациях часто используются термины, возникшие на разных этапах развития геологической науки и по-разному понимаемые в настоящее время. Нами делались попытки дать анализ ранее предложенных схем и разработать новую [41, 45].

Вслед за Э. Хаарманом многие исследователи (Ван-Беммелен, Ю. А. Косыгин, С. С. Шульц и др.) стали выделять первичные — глубинные и вторичные — дислокационные движения, являющиеся механическим следствием первых. Широко распространившееся мнение о тектонических движениях как о колебательных перемещениях земной коры, первоначально высказанное М. В. Ломоносовым, К. А. Головкинским, А. Д. Озерским и др., ряду исследователей представлялось недостаточным, так как в них часто объединяются явления, существенно различные по генезису. Еще в 1965 г. Н. С. Шатский писал, что в колебательных движениях по существу наложены друг на друга движения разного порядка. Единственный способ разложить их на элементарные — пытаться на основании изучения структур искать выражение движений в чистом виде, что встречается чрезвычайно редко. Надо сказать, что данные неотектоники дают в этом отношении неоценимый материал. Пытаясь разрешить эту задачу, Н. С. Шатский указывал, что колебательные или эпейрогенические движения, которые позже начали называть волнообразно-колебательными и колебательно-волновыми, распадаются, если выделить их в чистом виде, на три совершенно четкие категории: 1) движения оседания — субседентные, связанные с уплотнением в глубоких оболочках вещества Земли, ведущие к общему оседанию земной коры; 2) движения поднятия — эмерсионные, часто проявляющиеся в чистом виде без предшествующего геосинклинального развития (в качестве примера Н. С. Шатский приводит Азиатский горный пояс); 3) движения колебания — ундацион-

ные движения прогибания и поднятия, всегда связанные друг с другом, проявляющиеся в процессе образования геосинклиналей или синклинориев и геоантиклиналей и антиклинориев. Таким образом, все три категории связаны с разными механизмами и составляют группу первичных движений. Н. С. Шатским выделялась и другая группа — вторичных — дислокационных движений, которую он специально не рассматривал.

Говоря о «квазиупругих движениях», связанных в земной коре с возникновением или исчезновением больших нагрузок (например, материковыми оледенениями), Н. С. Шатский понимал, что они накладываются на другие типы движений, усложняют их, придавая им колебательный характер. Однако колебания — не основное движение опускания и поднятия, и поэтому термин «колебательные движения» в применении к опусканиям Н. С. Шатский считал неудачным. Разное понимание колебательных движений вызывало у многих исследователей сомнение в том, что именно они представляют основную форму тектонических движений (Г. Д. Ажгирей, А. В. Пейве, С. С. Шульц и др.).

С расширением наших знаний о тектонических процессах в старые термины стали вкладывать совершенно новое содержание. Различная трактовка одних и тех же терминов разными авторами, их многочисленность затрудняют сопоставление уже предложенных основных классификаций. Картина еще более усложняется в связи с развитием наших теоретических представлений, появлением новых понятий и выделением новых типов тектонических движений, таких как аркогенез (Е. В. Павловский), тафрогенез (Э. Кренкель), диктиогенез (С. Бубнов), базогенез (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг), а также порожденных мобилистическими идеями — эпейрофорез, форогенез, спрединг, субдукция, обдукция и многие другие.

Признано, что для объективной характеристики движений необходимо описание их как по кинематическим (вертикальные, горизонтальные, плавные, разрывные, колебательные, направленные, медленные, быстрые и др.), так и по генетическим признакам, а также по механизму их проявления, отражающемуся в возникающих деформациях. Такое подразделение позволяет делать выводы о причинах и механизме движений, называемых тектоническими.

Отразить в классификации соотношения и взаимное подчинение процессов, введя параметр глубины генерации тектонических движений, первоначально попытался В. Е. Хаин [77]. Дальнейшее развитие этих представлений было сделано Н. И. Николаевым [41, 45]. Уточняя глубины зарождения тектонических движений и обстановку их возникновения, оказалось возможным выделить группы, категории и типы движений, которые рассматриваются ниже.

По иному к типизации тектонических движений в 1967 г. подошел А. В. Пейве. В основу их подразделения он положил два типа тектонического течения (движения) горных масс: 1) пластическое, свойственное глубинным зонам земной коры и мантии, но распространенное местами и в верхних частях коры, и 2) разрывно-глыбовое течение, при котором отдельным зонам сильного раздробления, тектонического «скольжения» и магматической регенерации свойственно значительное пластическое течение. Эти зоны могут иметь самый разный наклон или быть горизонтальными. Второй тип — основная форма перемещения вещества верхней части земной коры, которому способствует раздробленность горных пород. Первый тип — пластическое течение — особенно большую роль играет в глубинах земной коры и в верхней мантии.

Зоны «разломов» в мантии с этих позиций следует понимать лишь как градиентные зоны скорости пластического течения вещества. Однако выделение указанных двух типов не отражает всего разнообразия природных перемещений в недрах Земли и на ее поверхности.

В 1982 г. А. В. Пейве и А. А. Савельев расширили свои представления о тектонических движениях, введя новые типы. Они считают, что все тектонические движения выражаются в структурообразовании, разных механизмах массопереноса (путем вязкого или пластического течения в твердом состоянии) или перемещении по разноамплитудным хрупким разрывам. Эти авторы выделяют следующие типы движений: 1) быстрые и длиннопериодные (в рамках тектонических эпох); 2) с меньшей периодичностью (в рамках тектонических фаз, тектонических эпизодов); они накладываются друг на друга; 3) связанные с изостатической компенсацией; 4) движения, сопоставимые с продолжительностью извержений, землетрясений, афтершоков; 5) с периодичностью собственно упругих колебаний Земли. Однако, как следует из сказанного ранее, и данный перечень не отражает всего разнообразия природы перемещений вещества в недрах Земли и на ее поверхности.

Таким образом, разные исследователи, в соответствии с необходимостью отразить те или иные стороны тектонической жизни Земли, подходят к выделению тектонических движений с разных позиций, каждая из которых имеет свои основания.

Принципы классификации тектонических движений

Типы тектонических движений, выделяемые по:

1) методу изучения и времени проявления — сейсмические, современные, исторические, молодые или голоценовые, четвертичные или плейстоценовые, неотектонические, древние, техногенные;

2) преобладающему направлению движения — вертикальные (нисходящие, восходящие), горизонтальные (надвиговые, сдвиговые, материковый дрейф или перемещение плит);

3) скорости проявления — медленные (вековые), быстрые (землетрясения, импульсные);

4) интенсивности — орогенические (с большими градиентами движений), пленогенические (с малыми градиентами движений);

5) режиму проявления: а) положительно направленные, отрицательно направленные, инверсионные (ритмические, колебательные), б) обратимые, необратимые, в) колебательные, вращательные, регматические, дислокационные;

6) выражению в рельефе — аморфогенные (не выраженные в рельефе), морфогенные (выраженные в рельефе);

7) связи со структурными формами — автономные, зависимые, унаследованные, наложенные;

8) природе — атектонические, экзотектонические, эндолитогенные (связанные с уплотнением и пр.), упругие или квазиэластичные, изостатические, гравитационные, планетарные, инерционные;

9) глубине проявления и механизму — верхнекоровые, коровые, подкоровые, подмантийные (по В. Е. Хаину); поверхностные, коровые, подкоровые, глубинные, планетарные (по Н. И Николаеву).

Многие разногласия в значительной мере проистекают и из разного понимания сущности тектонических движений. Их определяют как перемещение материала коры, приводящее к изменению ее строения (В. В. Белоусов); как перемещения масс, включающие и движения земной поверхности (Ю. А. Косыгин); говорят о перемещениях, вызывающих изменения структуры геологических тел не только в пределах земной коры, но и в верхней мантии (В. А. Унксов); перемещениях вещества, связанных с комплексом сопутствующих процессов, видоизме-

няющих физико-механические и физико-химические свойства вещества (Н. И. Николаев). П. Н. Кропоткин, В. Е. Хаин, Н. И. Николаев и др. считают необходимым учитывать влияние на тектонические движения планетарно-космических факторов и выделять особый тип планетарно-тектонических движений. Из-за неоднозначности определения понятия тектонических движений В. В. Белоусов предлагает рассматривать в геотектонике только общекоровые и внутрикоровые движения. Такие категории движений, как глубинные, сверхглубинные к геотектонике не относятся, а входят в компетенцию геофизики. Однако в геофизике специально они не рассматриваются. Геофизические же и геохимические процессы, протекающие в глубоких недрах, как мы видели, воздействуют на явления, происходящие во внешних оболочках Земли, в значительной мере определяя напряженное состояние, накопление деформаций, перемещения в тектоносфере, и учитывать их необходимо.

Таким образом, в геотектонике следует учитывать перемещения и деформации вещества Земли под влиянием различных групп факторов в их взаимодействии. Очевидно, ранее принятые определения тектонических движений не отражают целиком современные представления и не удовлетворяют требованиям практики изучения этих движений в неотектонике, например в разделе, получившем название актуотектоника.

Условия возникновения тектонических движений. Тектонические движения рассматриваются как реакция на напряжения в тектоносфере и в теле Земли, в результате которой проявляются деформации. Последние различны по амплитудам, длине волны, скоростям распространения, распределению в пространстве и глубине проявления. Они поразному зависят от физико-механических свойств деформируемого материала (пластичность, упругость, хрупкость) и сопровождаются рядом других процессов и явлений. Таким образом, поле тектонических напряжений, деформации в разных объемах земной коры и тектонические движения взаимосвязаны и порождают многообразие сочетаний, определяющих вариации тектонических движений.

Сложность возникновения и некоторые особенности тектонических движений можно видеть на модели, представленной на рис. 24, объединяющей упомянутые выше элементы в систему, связанную прямыми и обратными связями. Она показывает, что напряженное состояние, деформации и тектонические движения проявляются в веществе, которым сложены земная кора и глубокие недра Земли, представляющие материальный носитель. Это могут быть не только геологические тела разных размеров, но и вся масса планеты как космического тела.

При таком рассмотрении большое значение приобретают свойства внешней среды, в которой проявляются деформации, связанные с ней поля напряжений и тектонические движения. Их изменения оказывают влияние на физико-механические свойства деформируемого вещества. Например, модуль упругости пород — показатель, прямо связанный с полем напряжений,— зависит от минерального состава горных пород, вида нагрузки и ее величины, глубины залегания, температуры и других факторов.

Источники энергии, заставляющей функционировать рассматриваемую систему, включают три главные группы: связанные с планетой Земля, солнечной системой и с материальной системой Космоса (В. И. Вернадский, П. Н. Кропоткин, В. Г. Поляк, А. Риттман, П. Н. Панюков и др.). Все эти источники энергии, взаимно накапливаясь, создают сложные поля напряжений и в ряде случаев приводят к возникновению конвергентности признаков структурных форм, возникающих при прояв-

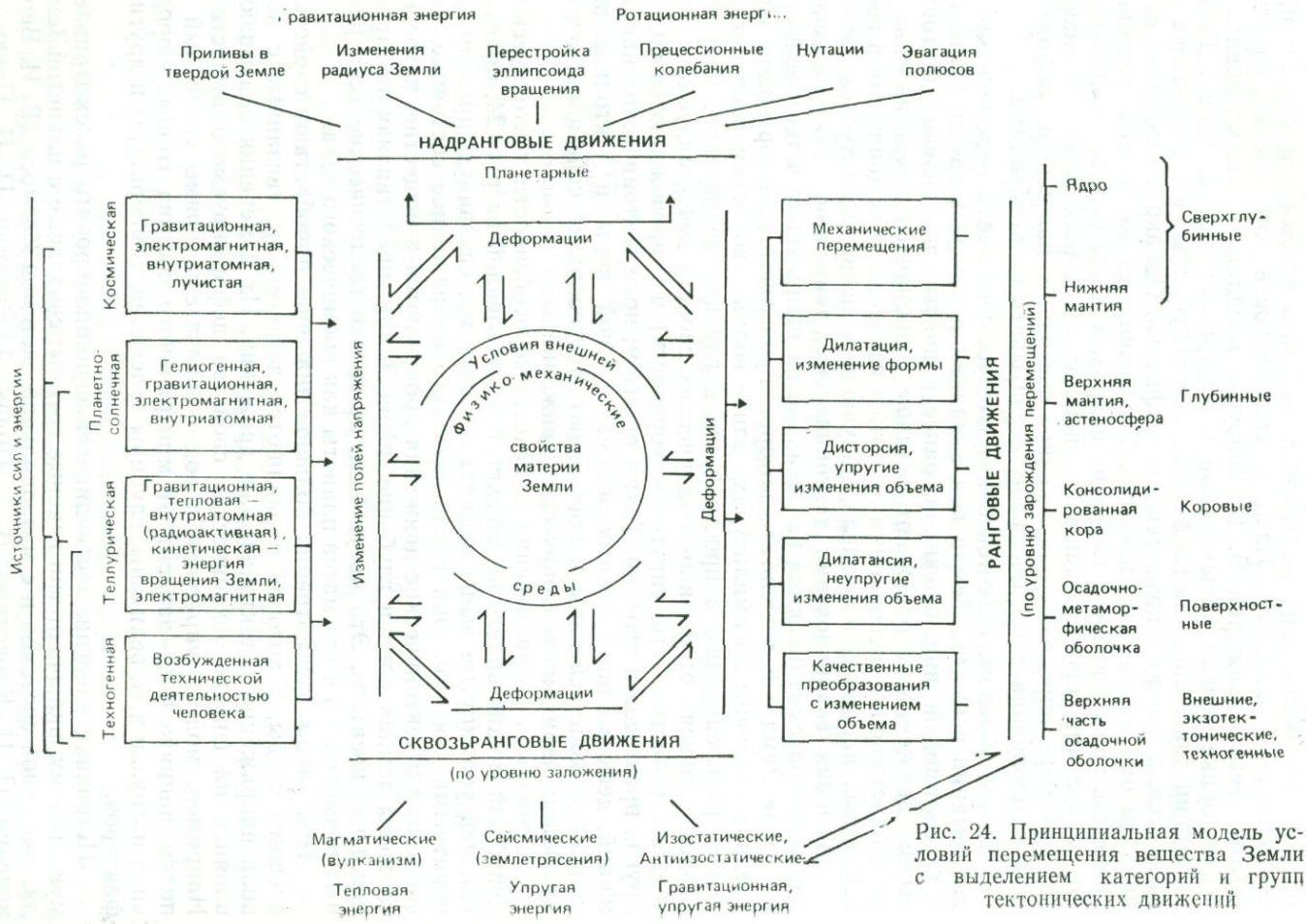


Рис. 24. Принципиальная модель условий перемещения вещества Земли с выделением категорий и групп тектонических движений

лении разных групп процессов. Поэтому не всегда удается разделить собственно тектонические движения и экзотектонические движения.

Энергетический потенциал Земли (средняя мощность которого, по П. Н. Кропоткину и В. Г. Поляку, равна $2{,}5—4{,}0 \cdot 10^{21}$ Дж/год) складывается из потенциальной энергии (гравитационная дифференциация вещества Земли, уменьшение ее радиуса как следствие роста плотности, влияние космических факторов); внутриатомной энергии, связанной с распадом радиоактивных элементов в теле Земли и поглощением ею потока космического излучения; изменения кинематической энергии вращения, обусловленной приливным трением в твердой Земле и жидкой оболочке. Различные исследователи отдают предпочтение разным источникам энергии в энергетическом балансе и в проявлениях тектонических процессов, обычно называемых эндогенными. Считают, что они вызваны в основном тремя видами энергии: гравитационной, тепловой (радиогенной) и кинетической — механической (вращение Земли). Однако относительное значение этих источников разными исследователями оценивается неодинаково. Многие, например, отрицают первостепенное значение (хотя это недавно было почти общепринятым) радиогенного тепла как главного источника энергии эндогенных процессов (П. Н. Кропоткин, П. Н. Панюков). При решении этого спорного вопроса необходимо учитывать, что в ходе геологической эволюции Земли общий энергетический баланс геологических процессов изменялся. Неослабевающее влияние в течение всей истории планеты имели поток космического излучения и колебания скорости ее вращения.

Сложным источником энергии, количественно трудно оцениваемым, является система Солнце — планеты. Поддается учету лишь энергия тяготения и гелиогенная энергия, связанная с солнечной радиацией. Земля получает и перерабатывает приблизительно $3{,}3 \cdot 10^{24}$ Дж/год солнечной лучистой энергии, превращая ее в тепло, живую силу организмов и химическую энергию огромных масс воды и воздуха, которые непрерывно участвуют в энергетическом взаимодействии моря и суши, создавая разнообразие экзогенных процессов. Такой энергетический поток на несколько порядков больше потока, возникающего в результате работы силы тяжести (сжатия и гравитационной дифференциации) и энергии радиогенного происхождения. Внешняя, гелиогенная энергия, благодаря аккумуляции ее в минералах и горных породах осадочного происхождения, может при высвобождении стать достоянием эндогенных процессов. Идею о биохимических аккумуляторах энергии, способных при тектонических процессах проникать на значительную глубину и дополнять внутреннюю энергию Земли, впервые высказал В. И. Вернадский. При этом периодические изменения солнечной активности отражались на интенсивности проявления процессов выветривания, на геохимических аккумуляторах энергии, представления о которых были выдвинуты И. В. Беловым и В. И. Лебедевым, что обусловливало периодичность тектонического развития.

Последним источником энергии является материальная система Космоса. Она включает те же виды энергии, что и система Солнце — планеты, однако изучены они хуже и пока не поддаются количественной оценке. Космическая лучистая энергия и энергия тяготения воздействуют не только на Землю, но и на всю Солнечную систему, поэтому перечисленные выше источники энергии необходимо рассматривать только в их взаимодействии.

Из сказанного видна крайняя сложность природных явлений и условность выделения в классической геологии двух групп процессов: эн-

догенных и экзогенных; каждая из них обусловлена сочетанием и наложением перечисленных выше источников энергии. При решении вопроса, какие движения следует называть «тектоническими», мы должны отказаться от упрощенного понимания связи их только с эндогенными («внутриземными») процессами. Здесь необходимы более глубокий комплексный анализ и системный подход. Любое перемещение вещества, ведущее к изменениям структурных форм, изучаемых в геотектонике, является результатом интегрального воздействия разных источников энергии: внутриземных — теллурических, планетных и космических. Разделение процессов на эндогенные и экзогенные, имеющие большое методическое значение в классической геологии, в новой геологии, использующей методологию системного анализа и теорию систем, должно быть пересмотрено.

Следует добавить, что в поверхностных частях литосферы, в поле взаимодействия внешних (космических) и внутренних (теллурических) источников энергии, проявляются внутрипородные процессы, получившие название эндолитогенных. С ними также связаны движения, вызванные изменениями поля напряжений и деформациями геологических тел.

В последнее время все большую роль в проявлении геологических процессов играет инженерная деятельность человека [13, 20 и др.]. Сопоставление энергетических оценок для тектонических процессов с теми мощностями, которые достигнуты современной техникой, показывает соизмеримость этих величин. По самым примерным оценкам, данным М. В. Гзовским, оказывается, что мощности длительных тектонических (до 10^6 кВт) и кратковременных сейсмических (до 10^{14} кВт) процессов в участках коры на площади 1000 км^2 соизмеримы с мощностью электростанций (до 10^7 кВт, на 1969 г.) и ядерных взрывов (до 10^{15} кВт). Сказанное заставляет учитывать деятельность человека как один из источников энергии, создающих напряженное состояние, накопление деформаций и проявления движений. Перечисленные выше источники энергии сложно взаимодействуют. В таких условиях техническая деятельность человека является дополнительным кратковременным внешним — триггерным воздействием на среду, уже находящуюся в напряженном и деформированном состоянии. Эти движения получили название т е х н о г е н н ы х.

Указанные источники энергии, приводящие вещество Земли или всю массу в напряженное состояние, обусловливают деформации. Они могут выражаться в простых механических перемещениях отдельных блоков, сопровождаться изменениями формы в виде упругого деформирования объема (дилатация) или неупругого изменения объема (дилатансия) и, наконец, в виде просто упругого изменения объема (дисторсия). Все эти деформации происходят либо без качественных изменений вещества, либо сопровождаются глубокими его изменениями. Накопление деформаций порождает перемещения, называемые нами тектоническими движениями, из которых иногда выделяют планетарные движения. В итоге всех этих преобразований, как результат проявления тектонических движений, формируются различного вида структурные тектонические формы разных размеров.

Таким образом под тектоническими движениями разными авторами понимаются структурообразующие перемещения материала вещества Земли, обусловленные возникновением напряженного состояния и накопления деформаций (пластических, упругих, хрупких), приводящие к смене формы геологических тел, колебаниям поверхности литосферы.

Изменения состояния тектоносферы вызываются взаимодействием в основном трех источников энергии: гравитационной, тепловой (радиоактивной) и кинетической (вращение Земли), а теперь — и все нарастающей энергией технической деятельности человека. Несомненно, такое расширенное понимание тектонических движений включает генетически различные группы перемещений, которые являются предметом изучения не только геотектоники, но и астрономии, геодезии и геофизики.

Группы и категории тектонических движений. Важным критерием при подразделении движений является их масштабность, т. е. размеры территорий, охваченных однозначными перемещениями, и тем самым порядок создаваемых ими структурных форм. С помощью разных методов и логических построений выделяются тектонические движения разных порядков, связанные с разными оболочками Земли.

Каждому уровню зарождения движений соответствует своя категория тектонических подвижек, которые условно нами были названы «ранговыми» (см. рис. 24).

Выделяется особая группа движений, развитие которых не связано с определенным глубинным этажом и которые могут возникать на разных глубинах. Они обусловлены накоплением напряжений и деформацией любых рангов, проявляющимися на разных глубинах. Они условно были названы «сквозьранговыми» тектоническими движениями (например, магматические процессы). Напомним, что магматизм включает ряд процессов: 1) формирование самого расплава; 2) поднятие расплава и внедрение его в земную кору; 3) излияние магмы на поверхность. Эти процессы одновременно и механические, и физико-химические.

Рассматривать магму вне связи с процессами напряжений, движений, деформаций и локальных термодинамических условий в недрах Земли невозможно. Установлено, например, что в результате градиентных изменений напряжений и движений выделяется большое количество тепла, изменяется давление, что ведет к образованию магмы. Магматизм — одна из форм сложно проявляющихся тектонических движений, наравне с явлениями метаморфизма и металлогенеза способствующих глубоким качественным изменениям вещества и образованию структурных форм. Интересно указание Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, что поднятие магмы к земной поверхности связано преимущественно с проявлением вертикальных движений. Горизонтальные движения как бы не свойственны магматизму. Магматизм так же разнообразен, как разнообразны ранговые тектонические движения. С магматизмом связаны перемещения мантийного вещества и энергии, вызывающие плавление корового субстрата. Магма поднимается к поверхности Земли в результате увеличения давления в магматическом очаге и возрастания объема вещества при его плавлении. Вулканизм рассматривается как одна из форм вертикальных движений вещества и тепловой энергии в процессе установления равновесного состояния в недрах Земли (П. И. Токарев, Ю. П. Масуренков), поэтому его невозможно рассматривать вне связи с тектоникой.

Изменение механических свойств и напряженного состояния материи Земли может привести на любом уровне к выделению избыточной упругой энергии, сопровождающейся сейсмичностью и землетрясениями. Сейсмические (импульсные) движения проявляются в виде шумов, улавливаемых приборами и возникающих вследствие потрескивания горных пород, ощутимых человеком слабых землетрясений (при магнитуде М-1,5) и сильных землетрясений (вплоть до катастрофических). Во всех

случаях эти движения сопровождаются деформациями с образованием мелких трещин и крупных разрывов в земной коре и литосфере. Сейсмичность можно рассматривать как выражение изменений напряженного состояния вещества и деформаций, порождающих тектонические (в данном случае сейсмические, импульсные) движения. Землетрясения тесно связаны с поверхностными тектоническими движениями (около 80 % всей энергии, выделяющейся при землетрясениях, приходится на глубины до 60 км), а также с коровыми и глубинными. Генерируется сейсмическая энергия обычно разломами, которые в таком случае получают название сейсмогенерирующих структур.

К сквозьранговым движениям могут быть отнесены изостатические (компенсационные) движения, возникающие в результате установления равновесного состояния в недрах Земли. Источники нарушения равновесия могут располагаться на разных глубинах.

Третьей группой перемещений являются планетарные движения, проявляющиеся в теле планеты при сложном взаимодействии планетно-солнечных, космических и теллурических процессов. В чистом виде они изучаются методами астрономии, геодезии и геофизики. Эта группа движений, также называемых тектоническими, является предметом внимания и геологов. Космические факторы оказывают воздействие на ряд процессов в твердой Земле; в результате изменяются поля упругих напряжений, способствующие деформациям и движениям. Условно эти движения были названы «надранговыми» и связаны они с ротационным режимом, влиянием космических факторов (солнечная активность, гравитационное поле Луны и Солнца, изменение гравитационного поля в солнечной системе и ближайших частях мирового пространства). Эти движения действовали на протяжении всей истории геологического развития Земли и выражались в структуре земной коры и ее рельефе только во взаимодействии с другими группами движений. Надранговые движения — как бы свойство материи планеты. Они не могут быть выделены в «чистом» виде и являются автономными. Надранговые движения связаны с телом Земли, обладающим большой массой, испытывающим вращение, в котором сила тяготения преобладает над силами сцепления, и гравитационное поле, взаимодействующее с гравитационным полем в солнечной системе и близлежащих частях мирового пространства, оказывается сильнее всех других полей. В 1965 г. Б. Л. Личков рассматривал гравитационную перестройку в тектоносфере как один из основных механизмов собственно тектонических движений, в котором постоянно преодолеваются силы сцепления.

К надранговым движениям относятся периодически действующие (два раза в день) приливы в твердой Земле, возникающие вследствие изменения гравитационного поля планеты, взаимодействующего с гравитационными полями Луны и Солнца. К этой же группе движений может быть отнесено изменение радиуса Земли и сжатие слоев, связанное с процессами гравитации, создающими неравномерность тектонических процессов во времени, в частности изменения угловой скорости вращения Земли. Большое геологическое значение имеет изменение ее формы, зависящее от перестроек эллипсоида вращения (геоида). В свою очередь это связано с явлениями прецессии, осложненными мелкими колебаниями, с периодом обращения в 18,6 года и с амплитудой в 9—21 дуговых секунд, называемыми нутацией. В этих сложных перемещениях оси вращения Земли вековые перемещения полюсов имеют исключительное значение для понимания закономерностей тектонических процессов во времени. Проявления надранговых тектонических движений ведут к из-

менениям объема Земли, сопровождающимся изменениями скорости ее вращения, величины полярного сжатия, перемещения оси вращения, к перестройке геоида и как следствие — трансгрессиям и регрессиям водной оболочки, перераспределению масс в коре и мантии Земли, изменениям напряженного состояния и деформациям, связанным с ранговыми и сквозьранговыми тектоническими движениями.

Важно подчеркнуть одно свойство всех трех групп тектонических движений: неравномерность проявления их во времени — пульсации, отражающейся в ритмичности всех геологических процессов.

На рис. 25 показаны стрелками все взаимодействующие группы движений. Такое выделение типов движений хотя и условно, вместе с тем необходимо, так как, не расчленяя их, трудно понять сущность процессов, обобщенно называемых нами тектоническими.

Основы системной модели тектонических движений. Итак, мы пришли к выводу, что обычно используемый термин «тектонические движения» включает движения различных генетических групп, названных нами ранговыми, сквозьранговыми и надранговыми. Рассмотрев происхождение перемещений, мы сделали вывод о многофакторности тектонических движений и связанных с ними полей напряжений и деформаций. Можно выделить ведущие группы факторов (процессов) для тектонических движений и связанных с ними полей напряжений и деформаций (см. рис. 25): планетарно-космические, глобальные, глобально-внутрикоровые, регионально-локальные.

Три последние группы факторов обусловливают проявление ранговых и сквозьранговых движений. Приведенный перечень не окончательный, однако в предлагаемой группировке он наиболее соответствует структурным формам и геологическим процессам, изучаемым в геотектонике. Могут быть названы группы факторов, которые в значительной степени определяются экзогенными процессами (гравитационной и гелиогенной энергией), в меньшей степени — эндогенными (гравитационной, тепловой и кинетической энергией, вращением земного шара), а также технической деятельностью человека. К перечисленной группе факторов относятся быстро изменяющиеся поля напряжений и деформаций, часто не связанные с региональными структурными формами, которые получили название экзотектонических (изучаются главным образом в геоморфологии). Для них характерны связь с внешней оболочкой коры, локальность и малая глубина распространения. Однако важно подчеркнуть тесную связь и соподчиненность всех групп факторов, которые сложно взаимодействуют друг с другом. Факторы крупных порядков проявляются на всех более высоких уровнях, из-за чего часто трудно разграничить экзотектонические движения и собственно тектонические разных рангов. Таким образом, при анализе движений необходимо учитывать масштабность явлений. При этом явления, функционирующие меньшее время, характеризуются большей сложностью связей.

Используя представления о тектодинамических системах (поле напряжений⇄деформация⇄ тектонические движения) и принципы построения системной модели, разработанные П. Н. Николаевым [49 и др.], можно построить системную модель тектонических движений (см. рис. 25).

График определяет положение и соотношение трех выделенных групп движений, их связь с экзотектоническими движениями. Сравнительное время функционирования всех групп и направление изменения масштабности движений (глубина зарождения и соответственно размер

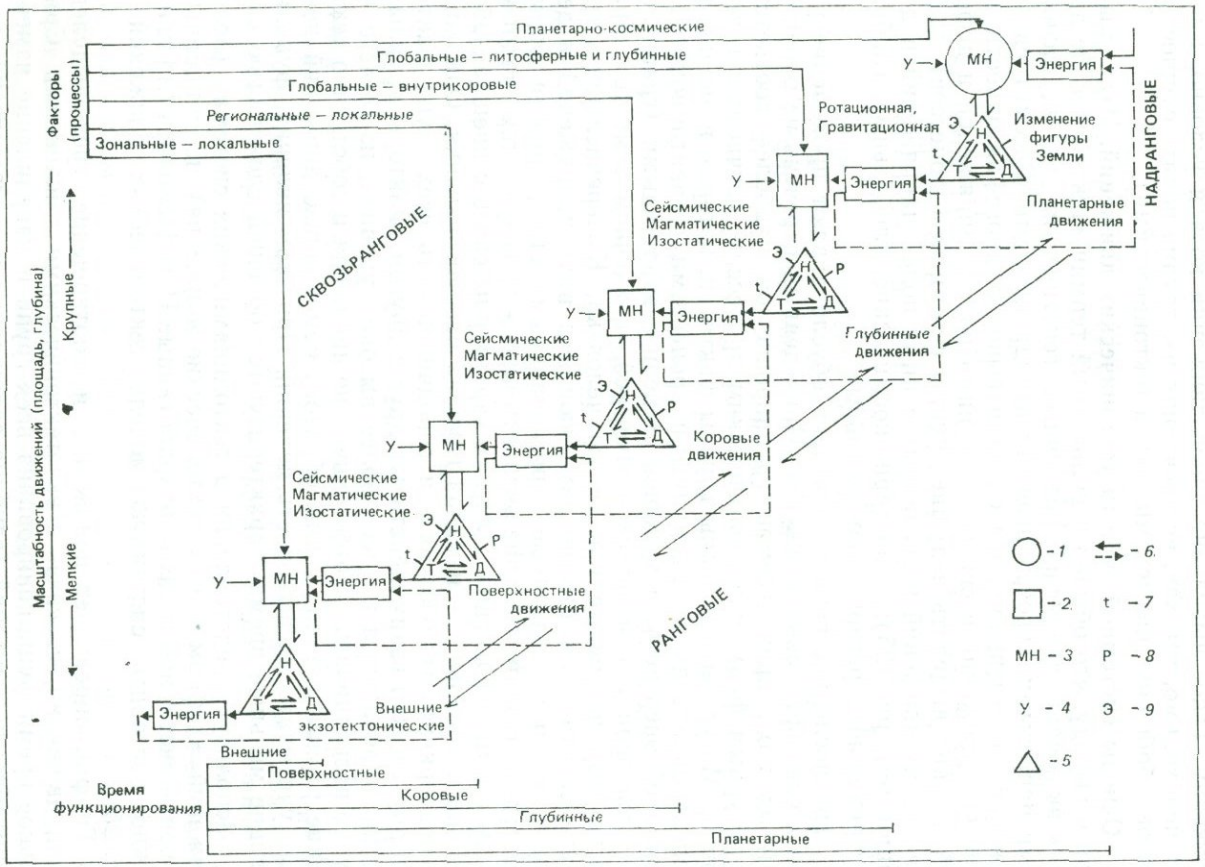


Рис. 25. Системная модель тектонических движений

1 — геодинамическое звено модели; *2* — тектодинамическое звено; *3* — материальный носитель элементов системы; *4* — условия внешней среды; *5* — взаимодействие полей тектонических напряжений (Н), деформаций разных объемов тектоносферы (Д) и тела Земли, тектонических движений (Т); *6* — направление потока энергии; *7* — рассеяние энергии с образованием тепла; *8* — релаксация напряжений; *9* — энергия сейсмических, магматических, изостатических движений

и площадь их проявления) соответствуют масштабности образующихся структурных форм.

В каждом звене графической системной модели разные компоненты, объединенные прямыми и обратными связями, начинают функционировать при приложении двух групп источников энергии. Проявление движений будет характеризоваться многоэтапностью, цикличностью, обусловленными не только пульсирующим характером поступления энергии из нижнего звена системы (надранговые движения), но и поступлением источников энергии каждого рассматриваемого звена в силу обратных связей. Для каждого последующего звена проявляется более высокий ранг пульсации и цикличности, выражающийся в формировании уровней поверхностей выравнивания, речных террас, циклов седиментогенеза, эпох усиления и ослабления тектогенеза, периодичности магматизма и вулканизма, рудогенеза и т. д., рассмотренных в 1979 г. В. П. Казариновым. Связь с системами большего масштаба в каждом звене имеет подчиненное значение по отношению к внутренним связям рассматриваемого звена. Это позволяет, как указывает П. Н. Николаев, рассматривать соответствующую систему как закрытую, строго ограничиваясь масштабом данного звена.

Принципиальная графическая системная модель тектонических движений представляет собой иерархическую лестницу выделяемых (хотя и условно) ранговых, сквозьранговых и надранговых движений. Последняя группа движений связана с тектонической системой (поле напряжений — деформация — тектонические движения), функционирующей в теле Земли. Соответствующее звено предлагаемой системной модели нами названо геодинамической системой, в отличие от четырех других тектодинамических систем, отражающих преимущественно условия происхождения движений поверхностных и более глубоких частей земного шара.

Не следует забывать, что факторы низших рангов проявляются и на всех более высоких уровнях. Таким образом, количество действующих процессов на высоких рангах увеличивается. С переходом на более высокий уровень обнаруживаются процессы, действие которых укладывается в короткий промежуток времени и в ограниченной части пространства. В конечном итоге можно прийти к участку с наиболее локальным, непостоянным во времени и в пространстве комплексом процессов, «работающих» с разной ритмичностью и особенностями пульсаций. Этим, возможно, объясняется взаимное наложение тектонических движений разной амплитуды и длины волны с образованием сложных спектров. Рост количества групп факторов, определяющих функционирование частных систем с увеличением их ранга, приводит к сложным причинно-следственным связям, имеющим вероятностный характер. Вот почему при изучении современных движений, представляющих систему высшего ранга, выявление генезиса движений происходит в условиях неопределенности и требует использования математической статистики, которая применяется еще очень редко (Н. П. Есиков, П. Н. Николаев и др.). Кроме того, при анализе систем низших рангов необходимо освободиться от излишней «шумовой» информации и описывать выявляемые закономерности по простой, однозначно детерминированной схеме [49].

Типы тектонических движений. При характеристике движений по кинематическим, динамическим признакам и механизмам их проявления, отражающимся в возникающих деформациях, генезис их в большинстве случаев остается неясным. Движения земной коры всегда сопровождаются теми или иными изменениями структуры или условий залегания перемещающихся горных пород. Любое взаимное перемещение

точек земной поверхности или земной коры означает изменение структуры. В наибольшей мере критерий генезиса движений отображается при разделении их по глубине заложения создающихся структурных форм как результат проявлений движений, что позволяет делать вывод о причинах и механизмах движений, называемых нами тектоническими. Представление о глубине зарождения движений, имеющих разный механизм, кинематику, генезис и отражение в структурах и рельефе, создается главным образом по многочисленным косвенным признакам, в том числе и геофизическим и сейсмологическим, а также по расчетным физико-химическим, петрологическим и тектонофизическим данным. Эти представления находят отражение в некоторых предложенных классификациях движений, в которых выделяются планетарные, сверхглубинные, глубинные, коровые, поверхностные и внешние движения (В. Е. Хаин, Н. И. Николаев). Сложным вопросом является отнесение тех или иных типов тектонических движений, выделенных ранее, к определенным категориям ранговых тектонических движений, соответствующих различным уровням зарождения движений.

Глубинные движения охватывают большие ареалы на поверхности Земли, обусловливают развитие крупных и глубинных структурных форм (щиты, массивы, синеклизы, антеклизы, геосинклинали и др.). Они вызваны разными процессами, связанными с ранговыми, сквозьранговыми и надранговыми движениями. О сущности этих процессов известно очень мало и для их объяснения выдвинуты различные гипотезы [28, 75]. Иногда по логическим соображениям эти движения делят на глубинные и сверхглубинные, разграничить которые можно только условно.

С глубинными движениями связывают проскальзывание оболочки Земли по ядру, предполагаемое в связи с дрейфом магнитного поля Земли, которое рассматривается как результат действия сил инерции в сочетании с неравномерным уменьшением радиуса Земли (П. Н. Кропоткин, Ю. А. Трапезников). Этим механизмом вместе с возможными подкоровыми течениями в мантии Земли объясняют некоторые горизонтальные перемещения в земной коре. А. В. Пейве и другие полагают, что инерция вращения Земли может вызвать перемещения в виде скольжения верхних слоев оболочки по более пластичному слою мантии (астеносфере). А. Надаи отмечает и западный дрейф литосферных плит. В различных классификациях эти движения получили название эпейрофореза (форогенеза), под которым подразумевается дрейф материков, а в последнее время плавание литосферных плит. Ротационные силы создают поле напряжений, влияющее на формирование первичной тектонической делимости литосферы в виде потенциальной системы планетарных глубинных разломов — линеаментов (планетарная трещиноватость, по С. С. Шульцу и Н. И. Николаеву). Отражением глубинных движений являются строго устанавливаемые вертикальные компоненты движений (восходящие и нисходящие перемещения), фиксирующиеся в геологических разрезах, сдвиги по крупным разломам. Явления трещиноватости в горизонтально лежащих толщах объясняются наличием напряжений, приводящих к горизонтальным сдвигам в земной коре. Действия вращательных стрессов вносят изменения в расположение отдельных блоков и глыб. На указанных основаниях возникло представление о расслоенности литосферы [74]. По составу, физическим свойствам и особенностям тектонических движений различают литопластины и литоблоки, разделенные астенослоями и астенолинзами, характеристика которых давалась выше. С этих позиций литосфера представляет слои-

сто-блоковую структуру земной коры и мантии Земли. Движение литопластин (проскальзывание) представляется следствием течения горных масс в астеносферах. Оно неравномерно и по-разному распределено в разрезах литосферы разных областей. Тектоническая расслоенность литосферы и более глубоких частей недр Земли проявляется в неоднородностях толщ, имеющих разные скорости прохождения сейсмических волн, которые могут быть выявлены на космоснимках [25]. Неравномерность течения в астеносферах приводит к деформации и частичному разрушению литопластин, а также к возникновению новых астеносфер. Проявление не только горизонтальных, но и вертикальных компонентов движений в результате приводит к перемешиванию корового и мантийного материала на большую глубину, которое сопровождается динамическими преобразованиями, частичным плавлением и гравитационной дифференциацией масс. Ряд факторов позволяет считать, что горизонтальные перемещения при глубинных движениях столь же распространены, как и вертикальные, проявляясь повсеместно и непрерывно. При этом горизонтальные компоненты скоростей глубинных движений соразмерны с вертикальными компонентами этих скоростей [23].

Среди глубинных движений выделяют волновые (колебательные, диктиогенез, ундации, волнообразно-колебательные). Они имеют различную длину волны и неодинаковую вертикальную амплитуду, что отражается на масштабе создаваемых ими глубинных структур. Выделяются глыбовые (регматические) движения, сопровождающиеся вертикальными и горизонтальными перемещениями с образованием глубинных сдвигов, надвигов планетарного масштаба. Движения охватывают земную кору и верхнюю мантию. С глубинными движениями, в сочетании с надранговыми, связывают формы первичного тектогенеза (Э. Хаарман, Р. Ван-Беммелен). Накопленная при этом потенциальная энергия расходуется в процессе вторичного тектогенеза, при проявлении коровых и поверхностных категорий движений. Сюда же следует относить выделенные в 1934 г. глыбовые складки Э. Аргана, создающие морфологически выраженные горные страны, в которых сложно сочетаются сводовые и разрывные структуры. Структуры, порожденные глыбовой складчатостью, близки к понятию эпиплатформенных орогенных геоструктурных областей. Глубинными движениями объясняют деформации в виде крупных структурных форм: платформы, подвижные пояса разных типов и особенности ассоциирующихся с ними крупных элементов рельефа земной поверхности.

Коровые движения в разных классификациях получили наименования: дислокационные (Ю. А. Косыгин), общекоровые, внутрикоровые, складчатые и разрывные (В. В. Белоусов), складчато-блоковые (В. Е. Хаин), ундуляции (Э. Хаарман) и др. Как указывалось выше, генетически коровые движения связаны с процессами, протекающими в земной коре и ее верхних частях во взаимодействии с подстилающей верхней мантией. На проявление движений влияют физико-механические свойства горных пород. Большое значение имеет взаимодействие коровых движений с надранговыми и глубинными движениями, на которые они накладываются. В основном коровые движения являются производными от глубинных, но функционируют более короткое время. Коровые движения проявляются в образовании различных «коровых» структурных форм: складок, разрывов, их комбинаций, сопровождающихся возникновением плоскостей скалывания и разнообразных трещин. Механизм формирования этих структурных форм разнообразен и описан в литературе [77]. С данной категорией движений следует связывать по-

кровные складки Э. Аргана. Покровная складчатость может сочетаться с глыбовой складчатостью, являющейся результатом проявления глубинных движений.

Поверхностные движения возникают благодаря смешанному воздействию разных источников энергии, обусловливающих проявление геологических процессов, которые действуют регионально, локально и на отдельных небольших участках. Масштабность (глубина, охватываемая площадь) образующихся структурных форм существенно меньше и колеблется в значительных пределах; меньше и время их функционирования. Поэтому разграничить действия эндогенных, эндолитогенных и прочих процессов крайне трудно. К тому же они протекают на фоне проявления других категорий движений. Диагностика поверхностных движений часто спорна и разграничить собственно тектонические движения от нетектонических, экзотектонических (внешних) иногда невозможно. Часть рассматриваемых перемещений вызвана инженерной деятельностью человека (техногенные движения). В каждом случае этот вопрос требует изучения. Локализация поверхностных и внешних движений часто зависит от региональной тектонической структуры и географической зоны. Движения всех рассматриваемых рангов проявляются циклично (ритмично). Однако периодичность движений разных уровней существенно неодинакова.

К категории поверхностных и внешних движений относятся определяемые комплексом разнообразных факторов современные движения. Они проявляются в перемещениях земной поверхности, улавливаются инструментальными методами и отражают главным образом кинематику движений. Значительную роль в проявлении подобных движений играют гидротермические, гидрогеологические процессы и ранее рассмотренные типы, категории и группы движений. Среди современных движений большое значение имеют быстрые — импульсные движения. Современные движения и связанные с ними поля напряжений и деформации функционируют очень короткое время (года, десятилетия, столетия).

Современные движения, рассматриваемые в неотектонике, в наибольшей степени являются полигенетическими и самыми сложными для изучения. Они в максимальной мере отражают влияние планетарно-космических факторов и групп надранговых и сквозьранговых движений. Из-за кратковременности функционирования в современных движениях отражаются перемещения и связанные с ними напряжения и деформации, являющиеся частями взаимно накладывающихся движений других групп и категорий. Последние во времени и пространстве проявляются неравномерно и имеют различную масштабность. Поэтому при любом анализе системы тектонические движения — поля напряжений — деформации необходима строгая привязка их к определенному рангу. Например, сейсмические движения (сквозьранговая группа) в современных движениях отражают функционирование тектодинамических систем разных рангов (см. рис. 25). Схему можно рассматривать как построенную на генетической основе классификацию групп и категорий движений, позволяющую проводить целенаправленные исследования.

Так как типы движений реализуются в формирующихся структурных формах разного порядка, а последние отображаются на специальных тектонических картах, возникает вопрос — какие группы, категории и типы движений они отображают? Составленные обзорные тектонические карты (под редакцией А. А. Богданова, М. В. Муратова, А. Л. Яншина, А. В. Пейве, В. Е. Хаина и др.) дают представление в основном

о ранговой группе движений (главным образом коровые, и в меньшей степени глубинные). Группа надранговых движений на таких картах совсем не находит отражения. Обзорные мелкомасштабные карты неотектоники, наоборот, показывают преимущественно глубинные и планетарные группы движений, и в меньшей степени коровые. Таким образом, указанные тектонические карты дополняют друг друга и позволяют более детально устанавливать закономерности проявления различных типов движений. Проблема тектонических движений требует дальнейшей разработки.

Глава III

МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ НЕОТЕКТОНИКИ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ НОВЕЙШИХ СТРУКТУР И ДВИЖЕНИЙ

МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ НЕОТЕКТОНИКИ

О необходимости знания общих законов природы. Основная задача естественных наук — изучение сложных природных процессов. Современная наука о Земле расчленена на многочисленные разделы, каждый из которых рассматривает лишь определенную группу явлений и предметов, применяя очень специализированные методы исследований. Неотектоника применяет широкий арсенал средств и методов, рассчитанных на изучение отдельных сторон изучаемых процессов, но и широко использует методы общих наук и смежных дисциплин. Для правильного понимания законов развития необходимо знание и общих законов природы в целом, основанных на материалистической диалектике.

За время существования геотектоники и неотектоники было накоплено огромное количество фактического материала, сделаны различные эмпирические обобщения. Изучая единичные явления, мы всегда стремились понять целое. Связи же между отдельными элементами в природе мы наблюдаем в ограниченных пределах. Необходимы логические рассуждения и обобщенные идеи. Самые точные факты, писал А. П. Виноградов, невозможно изложить, не связав их идеями или гипотезами. Там же, где имеют место теоретические построения, исследователь невольно привлекает свои знания об общих закономерностях развития природы. В построениях ученого всегда отражаются его идеология, методология, миропонимание. Высказываемые гипотезы не могут существовать вне философских положений.

В неотектонике, как и в других науках о Земле, в качестве методологии науки прежде всего используется диалектический подход, который выполняет по отношению к естествознанию несколько функций: 1) является основой мировоззрения ученого, определяя стиль и направленность его мышления; 2) используется как конкретный метод анализа научного знания и тем самым дает возможность избежать односторонности в оценке различных теоретических представлений; 3) используется при непосредственном построении конкретной теории.

Принцип актуализма и сравнительно-исторический метод. Методологической основой исследователя является принцип актуализма и метод аналогий. Начиная с середины XVIII столетия в разных странах высказываются эволюционные идеи о развитии живой и неживой природы (Ж. Бюффон, М. В. Ломоносов, Д. Геттон, Ч. Ляйель). Принцип актуализма, т. е. метод изучения прошлого Земли по ее жизни в настоящее время, широко вошел в употребление с середины XIX в. и стал основным методом познания в геологической науке. Был провозглашен принцип: настоящее — это ключ к прошлому (Д. Геттон).

Данные современной геологии неопровержимо доказывают необратимость и направленность развития структуры земной коры, ее рельефа, вещества, земного шара в целом и необходимость изучения эволю-

ции геологических процессов. Доказано, что каждая геологическая эпоха была специфична, отлична от других по характеру проявления геологических процессов, их количественных и качественных соотношений. Для познания прошлого с учетом сказанного необходимо изучение современных геологических явлений и процессов, доступных непосредственному, всестороннему и вполне объективному наблюдению и анализу. Неотектоника и современная геодинамика позволяют изучать тектонические движения в развитии, воздействии разнообразных факторов на форму их проявления.

Изучение современных неотектонических процессов и явлений представляет интерес и потому, что оно заменяет в какой-то мере эксперимент. Производя моделирование геологических объектов, мы очень упрощаем условия эксперимента и ограничиваем свои задачи решением отдельных частных вопросов.

В явлениях современности всегда выявляются последовательные стадии развития, что помогает понять прошлое и служит ценным средством историко-геологического исследования.

Принцип актуализма в прямом значении, как его формулировал Геттон, давно признан недостаточным. По мнению А. Л. Яншина, в таком виде он стал тормозом дальнейшего развития науки, мешает сосредоточить внимание на выявлении специфики геологических условий прошлого и на исследовании общего хода эволюции в геологии. Последовательное применение метода актуализма приводило к крупным ошибкам, поскольку принцип актуализма неотделим от философских представлений униформизма. Советские исследователи применяют этот принцип, устраняя указанные недостатки и развивая его сильные стороны. Он рассматривается как геологическая форма сравнительно-исторического метода (Е. В. Шанцер, Н. М. Страхов и др.).

Более широким и гибким признается метод аналогий. Он позволяет не только реконструировать прошлое, осуществляя ретросказательную функцию, но и создать модель ожидаемого будущего, осуществляя предсказательную функцию. Если основываться на потенциальных возможностях метода аналогий, составляющего ядро актуалистического подхода, понятной становится широкая трактовка принципа актуализма как научного метода мысленной реконструкции прошлого и предвидения будущего на основе анализа современного состояния и учета эволюции геологических процессов.

Таким образом, метод актуализма в его широком понимании в геотектонических исследованиях выступает как форма проявления сходства и различий, специфически локализованная пространственно-временным образом. Применение этого метода зависит от его взаимодействия с другими методами, к числу которых, например, относится физико-математическое моделирование. Применение метода аналогий в геологических исследованиях с позиций системного подхода при рассмотрении Земли как целостного объекта с тесным взаимодействием ее основных компонентов является весьма эффективным.

Системный подход. Итак, сущность метода аналогий основана в значительной мере на принципе системного подхода, когда изучаемый объект рассматривается как некоторая система, взаимодействующая с другими. Именно такой прием дает наиболее целостную информацию об исследуемом объекте. В геологии всегда была необходимость системных исследований, так как различные компоненты любого объекта являются всегда многофакторными и взаимосвязанными. Рассмотрение отдельных компонентов предполагает изучение их внутренней структуры и их свя-

зей. Наличие качественно различных отношений и взаимодействий в рамках одного элемента определяет необходимость комплексного применения различных методов, использование достижений других наук при изучении геологических объектов.

Системный подход еще не стал общепризнанным методом в геологии, хотя перспективность такого подхода очевидна. Но он завоевывает все больше сторонников в геолого-географических науках. В настоящее время эти вопросы в геологии пока находятся в стадии разработки и разные авторы по-разному понимают системный подход при тождественности используемых определений и формулировок. Система — это совокупность, взаимодействие каких-то элементов, образующих определенную целостность, единство, организованность. Она образует непрерывное единство со средой, во взаимоотношениях с которой и проявляет свою целостность. Свойства системного объекта определяются не столько суммой свойств отдельных элементов, сколько свойствами его структуры. Любая система может быть рассмотрена как элемент более высокого порядка. С методологической точки зрения концепция системы, по мнению В. Н. Садовского, Д. Харвей, А. И. Уемова и др.— одно из самых мощных средств анализа сложных явлений, углубляющее и развивающее диалектико-материалистический подход. Применение системного подхода связано с переносом центра тяжести исследований на решение генетических и прогнозных задач, с выяснением механизма природных процессов, с необходимостью учета множества взаимодействующих переменных, участвующих в формировании того или иного явления, с необходимостью выявить главное, отбросить второстепенное.

При системном подходе большое внимание уделяется вопросам использования математики. Такой подход может рассматриваться как подготовительная фаза к созданию математической модели, а в некоторых случаях и заменять ее. Система — это модель какого-либо процесса или явления. Свойство системы — подразделяться на подсистемы различного ранга, обособленные друг от друга, но соподчиненные, которые составляют системную иерархию. Значение ее состоит в том, что она позволяет охватить сразу весь диапазон возможного изучения данного объекта. Каждая вышестоящая научная система рассматривает изучаемый объект во все более широком объеме и более разносторонне. Каждая нижестоящая научная система рассматривает его не только в более узком объеме, но и более глубоко.

Каждому природному объекту может соответствовать большое количество моделей, имеющих различные целевые установки. Познавательная сила модели зависит от степени ее формализованности, степени четкости целевой установки. Учитывая модельность нашего отражения действительности, исследователь сам конструирует предмет своего исследования, отбирая лишь те свойства, которые его интересуют и необходимы для решения поставленной задачи.

В системной модели главное — внутренняя связь составляющих ее элементов. При их изучении важно выявить, какие именно элементы, или их группы, и каким образом связаны в специфическую для науки целостность. При конструировании системных моделей понятие целостности является основополагающим. Целостность определяется возникновением нового интегрального качества (так называемых эмерджентных свойств) на каждой ступени иерархической лестницы.

В указанных выше представлениях о многофакторности тектонических процессов, имеющих различную природу и глубину заложения, тектоническая структура какой-либо области литосферы, (для каждой

эпохи своего развития) представляет собой как бы интерференцию деформаций различного масштаба, захватывающих разные объемы земной коры и связанных с одновременно протекающими процессами разной длительности. Анализ с изложенных позиций существующих представлений о механизме формирования тектонических структур различных схем иерархии тектонических деформаций и движений позволил П. Н. Николаеву построить системную модель тектоносферы. Каждая ступень в этой системной модели представляет собой самостоятельную систему (подсистему) со своим источником энергии, особыми интегральными физико-механическими свойствами материального носителя, особыми условиями, в которых протекает деформация, систему, функционирующую определенный отрезок геологического времени, охватывая определенный объем литосферы, для которой было предложено название тектодинамической системы [49, 50]. Благодаря формализованности описанная модель становится руководством к практической деятельности, позволяет решать ряд генетических вопросов тектоники и использована нами при рассмотрении тектонических движений.

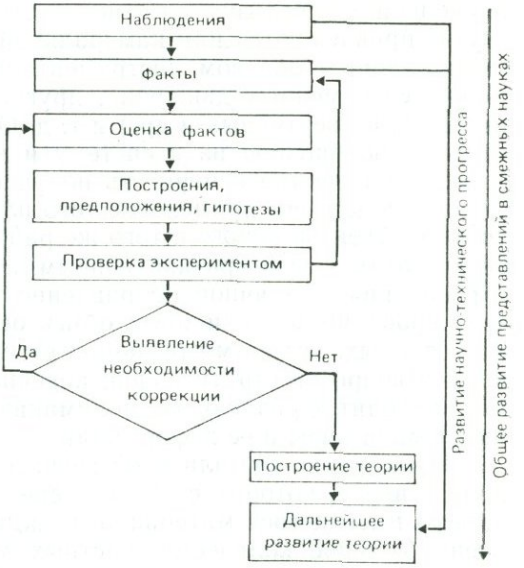


Рис. 26. Алгоритм научных исследований

Структура методов, используемых в неотектонике. В научных исследованиях обычно используют последовательность приемов, записанных в простейшем алгоритме (рис. 26). При этом учитывается общее развитие теоретических представлений и влияние научно-технического прогресса.

Каждая наука прибегает к помощи большого числа конкретных методов, объединенных в какую-то единую систему. Такие наборы методов и приемов исследования, их сочетания, соподчинение и взаимодействие составляют структуру методов, разную в разных дисциплинах. В неотектонике такой системой являются три группы взаимосвязанных методов: 1) получение научной информации; 2) ее обработка, обобщение и составление карт с получением выводов, прогнозов; 3) отображение обработанной информации. При этом неотектоническое картографирование рассматривается как один из главнейших методов неотектоники.

Широкий арсенал методических приемов, используемых в неотектонике, комплексируется в группы, составляющие определенные наборы, имеющие свою структуру. Следовательно, необходимо правильно подобрать комплекс методов, позволяющих увязать часто противоречивые результаты. Особо важное значение при этом приобретает группа космических и аэрофотографических методов, без которых ни одно исследование не может считаться полноценным.

Все рассматриваемые ниже методы применяются для изучения неотектоники. Однако каждый из них имеет определенные границы. Неко-

торые из них используются непосредственно при полевых исследованиях, другие привлекаются при камеральной обработке материалов; одни методы, главным образом инструментальные, применяются при изучении только современных движений, другие — более древних (исторических, молодых, четвертичных и др.) и т. д. Обилие методов часто ведет к случайному обобщению их в систему и к произвольному их применению. При этом качество и ценность получаемых результатов очень разнообразны. Чаще всего применение того или иного метода изучения для различных объектов одного и того же района неминуемо приводит к разным результатам, часто противоречивым. Это объясняется разным временем образования, различной направленностью тектонических движений при формировании тех или иных объектов изучения, недостатком фактических данных, которыми располагает исследователь, слабой разработанностью вопросов стратиграфии новейших отложений. В конечном итоге это приводит к различному пониманию новейших тектонических движений земной коры и ее деформаций.

Применение той или иной группы методов зависит от решаемой задачи и целей, которые ставятся перед исследованием, и от характера и объема имеющегося материала. Каждая из этих групп включает иногда очень большое количество частных методов и приемов исследования, которые невозможно перечислить и которые описываются в специальных руководствах.

Во избежание одностороннего подхода необходимо применять комплексный метод (сопряженный) [40]. Только сопряженное использование разных методов позволяет увязать противоречивые взгляды по вопросу проявления новейших тектонических движений земной коры и ее деформаций. Комплексный метод нельзя понимать как механическое сочетание описываемых ниже методик. Он должен иметь свою структуру и основываться на применении системного подхода с учетом взаимообусловленности и сложности геодинамических процессов, их многофакторности, выделения однородных, целостностных явлений, взаимодействие которых порождает новые качества (эмержентность). Применение системного подхода заставляет более конкретно формулировать задачи исследований, выявлять генезис изучаемых явлений, их иерархию. Системное представление об объекте приводит к необходимости создания различных геодинамических моделей, построения тектодинамических систем.

Данные, свидетельствующие о проявлении неотектоники, имеются в любом районе. Однако правильный вывод можно сделать только учитывая весь комплекс факторов, указывающих на интенсивность и направленность тектонических движений, которые будут различны в областях с разным тектоническим режимом. Все методы, приемы исследований, входящие в группу методов, используемых для изучения выявляющихся целостных систем, должны быть органически связаны друг с другом.

Путем комплексирования различных методов выявляются движения разных порядков, отличающихся по интенсивности, направленности и режиму, и тектонические структуры. Однако эти структурные формы рассматриваются по возможности в четырех измерениях, что достигается применением структурно-геоморфологических, геофизических и историко-геологических методов исследования. Таким образом, все многочисленные признаки неотектонических движений правильно могут быть поняты только при их сравнительном анализе и учете ранга тектонических систем, времени их проявления и функционирования. Структуру и

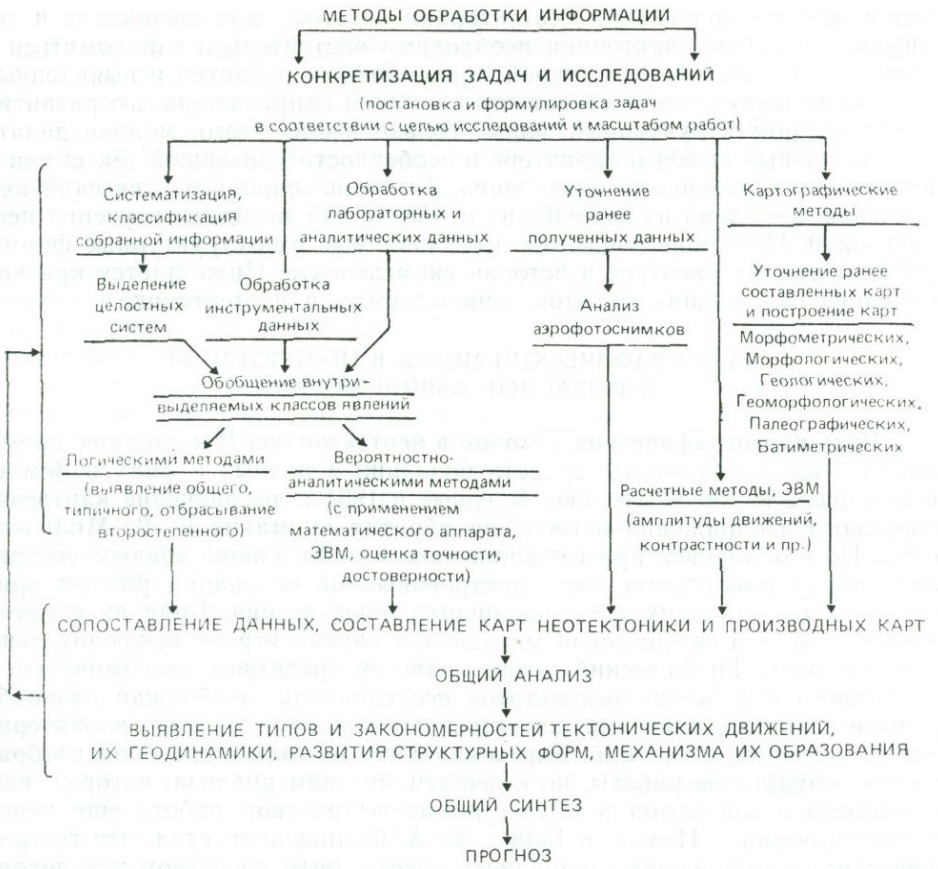


Рис. 28. Обработка информации и синтез получаемых данных

содержание неотектонических исследований можно видеть на обобщенных графиках. Методы получения предварительной, полевой и лабораторной информации представлены на рис. 27 (см. вкладку). Содержание камеральной обработки полученных данных и их синтез даны на рис. 28.

Конечными результатами являются: 1) графические материалы, соответствующие поставленным задачам (карты неотектоники — общие, производные, прогнозные и, при необходимости, вспомогательные; профили, колонки, блок-диаграммы и др.); 2) результаты статистической обработки полевых, лабораторных и камеральных материалов (диаграммы трещин, линеаментов; дешифрирование космических и аэрофотоснимков; фотографии и пр.); 3) описание поставленных задач, использованный фактический материал, методы работы с указанием новых подходов, результаты комплексного анализа, формулировку теоретических и практических выводов; 4) вопросы прогноза и внедрения результатов исследований.

В настоящее время доказана тесная генетическая связь новейших тектонических движений с геологическим строением и различными структурными формами земной коры. Последние очень часто определяют не только направление новейших движений, но и их пространственные соотношения, а также степень их унаследованности. Значение общей тектонической структуры сказывается в областях как интенсивного,

так и слабого проявления неотектоники. Поэтому для выявления и понимания новейшей тектоники необходимо обстоятельно ознакомиться с общей тектонической структурой, тенденцией ее развития и выявленные данные по неотектонике сопоставить с общей направленностью развития более древних структурных форм. Только после этого можно делать окончательный вывод о характере и особенностях новейшей тектоники и прогноз их дальнейшего проявления. Такой историко-геологический подход является одной из важнейших особенностей методики изучения неотектоники. Новейшие движения и создаваемые ими структурные формы должны рассматриваться в историческом аспекте. Ниже дается краткое описание главнейших методов, используемых в неотектонике.

КАРТОГРАФИЧЕСКИЙ МЕТОД В НЕОТЕКТОНИКЕ И РЕШАЕМЫЕ ОБЩИЕ ЗАДАЧИ

Роль картографических методов в неотектонике. В настоящее время карты — одно из главных средств познания в разных науках о Земле, в том числе и в неотектонике. Впервые в 1931 г. на значение картографического изображения в геологии обратил внимание Е. В. Милановский. По его мнению, при изучении какого-либо района следует составлять ряд параллельных карт, построенных на основании разных признаков и освещающих его с различных точек зрения. Вряд ли следует доказывать, что графическая методика в науках играет исключительно важную роль. Графический метод является средством экономичного и наглядного выражения результатов исследования, отображая разнообразные свойства, признаки, качественные и количественные характеристики предметов и явлений. Карты являются не только способом изображения результатов работы, но и особым методом анализа, который как самостоятельный метод в научно-исследовательской работе еще недостаточно осознан. Позже, в 1948 г. К. А. Салищев отметил, что географические карты служат специалисту действенным средством установления новых закономерностей в размещении и взаимодействии явлений, изучения их пространственных взаимосвязей и прогноза. Возникло понятие «картографический метод изучения и исследования действительности».

Считают, что картографический метод является таким же общим методом исследования, как математический, логический, кибернетический или геофизический и др. (см. рис. 1). Его рассматривают как универсальный и «сквозной» метод для всех разделов геологии, геофизики, геохимии, географии (К. К. Марков, А. М. Берлянт). Картографический метод стал основным методом и в неотектонике. Для анализа карт стали широко применяться приемы математической статистики. Найдены возможности представить многие явления, изображенные на картах, в виде математических моделей. В практике модель понимается широко, как условный образ какого-либо явления или процесса. Сама возможность использования карты в качестве средства исследования заложена в представлении, что она является моделью действительности. В картографическом методе исследования различают две стороны: 1) создание, составление самих карт, разработка методики и 2) использование карт, исследование по картам.

Карта как модель обладает высокими информационными свойствами. Информация определяется не только специальной «нагрузкой» карты, но проявляется и в скрытом виде через отношения между изображаемыми явлениями (взаимосвязь, зависимость, структура, положение

и т. п.). Происходит как бы «прирост» информации. Таким образом, карта служит важным средством получения новых знаний.

При помощи картографических моделей в неотектонике и современной геодинамике могут решаться следующие задачи: 1) описание и районирование (членение) территории по одному или нескольким признакам; 2) получение количественных показателей какого-либо явления и характеристик его размещения в пространстве; 3) выявление, анализ и оценка нормальной и аномальной составляющих в развитии и размещении явлений; 4) установление и оценка степени взаимного соответствия и взаимодействия между двумя или комплексом явлений; 5) изучение динамики и эволюции отдельных явлений; 6) интерпретация и прогноз закономерностей размещения и взаимосвязей явлений во времени и пространстве и др.

Существует множество приемов анализа карт и способов работы с ней. В неотектонике важны приемы и способы анализа карт, применяющиеся для изучения как отдельно взятых карт, так и серий параллельных карт, в особенности для сопряженного анализа карт разной тематики (неотектонические, геоморфологические, геологические, геофизические, сейсмотектонические, сейсмологические и др.). Такой анализ необходим для выяснения взаимосвязей различных геодинамических явлений, изображенных на разных картах, получения синтетических характеристик, выявления степени и формы унаследованности в развитии неоструктурных элементов и др.

При изучении отдельных карт в неотектонике используются: 1) визуальное описание карты, графические построения по карте, картометрические определения (площадей, длин, плотностей и др.) и другие операции; 2) преобразование картографического изображения с составлением производных карт неотектоники; 3) разложение картографического изображения на составляющие путем применения, например, метода декомпозиции и др. При проведении этих работ применяются измерительные инструменты, простейшие вычислительные машины, ЭВМ и т. д.

Приемы анализа картографических данных. Анализ картографических данных может проводиться с применением следующих групп приемов, при необходимости с использованием автоматических и электронно-вычислительных устройств путем автоматизированных исследований, позволяющих снимать необходимые данные с карты, обрабатывать их и представлять результаты [8].

Описание — общеизвестный прием анализа, используемый для изучения по карте неотектонических структур разных рангов, особенностей их размещения и взаимосвязи. Дается качественная характеристика явлений. При описании идут от общего к частному: сначала дают характеристику основных определяющих черт, затем детально анализируют отдельные особенности. Научное описание должно отличаться: 1) логичностью, упорядоченностью, последовательностью; 2) отбором и систематизацией фактов; 3) введением в описание элементов сравнения, аналогий, сопоставления с использованием количественных показателей; 4) оценкой описываемых явлений или процессов с точки зрения конкретных задач исследования; 5) четкой формулировкой выводов и рекомендаций. В конечном итоге дается интерпретация полученных результатов.

Графические приемы анализа карт состоят в построении по ним различного рода профилей, разрезов, совмещенных профилей (хорошо подчеркивающих, например, поверхности выравнивания), графи-

ков (для выявления зависимости между явлениями), эпюр (совмещающих на плоскости различные пространственные преобразования), диаграмм (линейных, площадных, объемных), роз-диаграмм (передающих господствующие и подчиненные направления явлений), блок-диаграмм, дающих трехмерное изображение.

Графоаналитические приемы, используемые в картометрии и морфометрии, предназначенные для измерения по картам различных количественных величин (с применением графопостроителей). Эти приемы хорошо разработаны и широко используются и в геоморфологии, и в неотектонике. По картам определяют вертикальные составляющие движений; проводят определения длин разломов разных рангов; измеряют площади в пределах различных изобат, объемы тектонических структур и т. д. Все это создает базу для аналитического определения морфометрических показателей и коэффициентов, из которых наиболее употребительны: средняя высота, средний размах движений; плотность (интенсивность) явления (эпицентров землетрясений, разломов и пр.); горизонтальное расчленение поверхности; вертикальное расчленение поверхности (контрастность движений); уклоны (фактические, средние) и градиенты движений; показатели формы, очертаний объектов на карте и др. В геоморфологии возник раздел — морфометрия (геометрия) рельефа характеризующий типы рельефа земной поверхности, их форму, размеры, использование которых облегчает неотектонический анализ.

Приемы математического анализа необходимы для создания пространственных математических моделей явлений, изучаемых по картам. Многие процессы, изображаемые на картах, либо связаны функциональными зависимостями между собой, либо могут быть представлены как функции пространства и времени. Математический аппарат применяется для аналитического описания процессов и явлений (поверхностей) и создания пространственной математической модели изучаемого процесса или явления и изображения этой модели на карте, для чего используются приемы теории аппроксимации. Эти приемы хорошо разработаны и широко применяются в геофизике при анализе пространственных закономерностей и динамики гравиметрических, магнитных, тепловых и других полей. Используются эти приемы и в неотектонике.

Приемы математической статистики позволяют изучать по картам пространственные и временные статистические совокупности, т. е. массовые, качественно однородные множества случайных величин или явлений и образуемых ими статистических поверхностей. При этом в математической статистике под «случайными» понимают такие величины и явления, которые зависят от множества факторов, и суммарный эффект взаимодействия которых нельзя предсказать с полной уверенностью. На картах статистические совокупности образуют статистические поверхности, изображаемые или изолиниями или картограммами.

Для обобщенной характеристики статистических рядов, для анализа и сопоставления нескольких выборок, взятых с разных карт, используются различные обобщающие статистики, к которым относятся средние величины и показатели разнообразия. Из средних величин наиболее употребительны: мода, медиана, средняя арифметическая и средняя взвешенная арифметическая, а из набора показателей разнообразия самые распространенные — размах, среднее квадратическое отклонение, дисперсия и коэффициент вариации.

Для характеристики взаимосвязи между явлениями, изображенными на картах разной тематики, используется корреляционный анализ — один из простых способов оценки формы и тесной связи. Аппарат теории корреляции создает основу для более тонких видов анализа: регрессионного, дисперсионного, факторного и компонентного. Приемы математической статистики находят широкое применение в геологии, сейсмотектонике, сейсмологии и неотектонике.

Приемы теории информации используются для оценки степени однородности и взаимного соответствия явлений, изучаемых по картам. Особенно широко используется функция теории информации — энтропия. Энтропией называется сумма произведений вероятностей различных состояний системы на логарифмы этих вероятностей, взятая с обратным знаком. Вычисление энтропии позволяет составлять самостоятельные карты, получившие применение в геологии, сейсмотектонике и неотектонике.

Перечисленные группы приемов в практике всегда используются в сочетании друг с другом. Получаемые данные сопоставляются с другими материалами обработки, служат основанием для составления дополнительных производных карт, различных графиков. Сопоставление и анализ всех данных позволяют делать выводы о проявлениях тектонических движений, их природе, механизмах формирования структурных форм, их развитии. В соответствии с задачами исследований делаются прогнозы в отношении направления развития геодинамики изучаемой территории и решения практических задач.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ И ИХ ПРИМЕНЕНИЕ ПРИ ИЗУЧЕНИИ НОВЕЙШИХ СТРУКТУР И ДВИЖЕНИЙ

Историко-геологические методы. Для понимания истории формирования новейших тектонических структур необходимо восстановить ход их развития, связь с более древними структурными формами, условия образования различных по генезису и составу горных пород, а также изучить историю развития рельефа. Для этого привлекаются разнообразные материалы: по фациальным и литологическим изменениям горных пород, их мощностям, стратиграфической принадлежности, смене фаун и флор, минералого-петрографические, палеогеографические и другие данные.

При анализе неотектоники платформенных областей широко используется метод изучения региональных стратиграфических перерывов (Н. С. Шатский, К. И. Геренчук). Он заключается в выделении крупных стратиграфических комплексов как структурных ярусов, разграниченных общими перерывами, отражающими крупные этапы развития платформы. Сравнение палеогеологических карт поверхностей комплексов в виде «денудационных срезов» с учетом фациальных, геофизических и иных данных, сравнительный анализ этих карт и сопоставление их с неотектоническими структурными формами позволяют раскрыть историю формирования последних.

Широко используется составление для отдельных стратиграфических подразделений карт равных мощностей и фаций. Комплекс таких карт позволяет выявить области поднятий и погружений, направленность и устойчивость тектонических движений геологического прошлого; поведение и историю развития отдельных структурных форм во времени и их отражение в современном рельефе и новейшей тектонической структуре. Решению поставленных задач помогает также применяемый в тек-

тонике формационный метод исследования, заключающийся в выделении парагенезисов пород, изучении их литологического и фациального состава (В. И. Попов, Н. П. Херасков и др.).

Правильно понять закономерности развития новейших тектонических форм позволяет принцип унаследованности. Широкое применение сравнительного историко-геологического анализа помогает установить черты унаследованности в новейших тектонических структурах, их выражение в рельефе и в структурах более древних, выявить родоначальные структурные формы.

Унаследованность выражается различно: 1) простирание молодых складок до деталей повторяет простирания древних структур; 2) асимметрия молодых складок наследует асимметрию складок погребенного складчатого фундамента; 3) разломы в молодых складках связаны с расколами в фундаменте; 4) унаследованными оказываются не только морфологические черты погребенных структурных форм, но и общая направленность тектонических движений, общий структурный план, выражение структур в рельефе. Унаследованность — характерная черта развития многих неотектонических структур разных порядков (и мелких, и крупных). Для унаследованных форм характерно их длительное развитие, оцениваемое продолжительностью нескольких периодов или эр. Наиболее устойчивой унаследованностью отличаются разрывные деформации. Унаследованные формы как структур, так и элементов рельефа выявлены на платформах разного возраста и в складчатых зонах, где они продолжали развиваться в новейший тектонический этап.

Таким образом, под термином унаследованная структура следует понимать такие формы развивающихся структур (или тектонических движений), которые действительно повторяют большинство черт морфологии своих структурных предшественников при длительном и конседиментационном их развитии. При отражении только одного или немногих признаков родоначальных структурных форм нами было предложено говорить не об унаследованных, а о зависимых формах [41]. При таком толковании становится более понятным важный вывод о повсеместном распространении и постепенном развитии унаследованных тектонических черт (Н. С. Шатский). В разные стадии тектонического морфогенеза возрождаются различные черты, свойственные древним родоначальным тектоническим формам, и этот процесс может идти как унаследованно, так и зависимо, приводя к формированию новых структурных признаков и новых структурных форм. Форма многих новейших тектонических деформаций определяется глыбовой структурой земной коры, потенциальной сетью разломов и тектонических швов, отличающихся большим постоянством, которые унаследованно проявляются как в платформах, так и в подвижных областях земной коры.

В новейших тектонических движениях выделяют фазы складчатости и орогенеза. Следует иметь в виду, что орогенные фазы затягиваются на многие сотни тысяч лет. Изучение регионального материала показывает, что движения земной коры проявлялись непрерывно в течение всего новейшего времени: они то усиливались, то ослабевали в соответствии с особенностями проявления колебательных движений различных периодов, их интерференцией. Установлено, что процессы складкообразования, накопления осадков, образования гор и впадин идут одновременно. В этом отношении оправдывается принцип непрерывности тектонического процесса. Сложность выделения фаз обусловлена тем, что это понятие разными исследователями характеризуется различно. Вместе с тем эта проблема актуальна для осуществления

межрегиональной и глобальной корреляции, что особенно важно для построения обзорных неотектонических (тектонических) карт. Часто фаза трактуется как синоним терминов «активизация», «эпизодическое проявление», «кульминация».

Фаза (в переводе с греческого значит «появление») отражает какие-то специфические проявления тектогенеза на границе соответствующих этапов, периодов, циклов. По смыслу к этому термину близок другой — «рубеж», который фиксирует появление смены тектонических и седиментационных режимов, различные структурные преобразования. Рассматривая в 1984 г. проблему тектонических фаз, В. О. Соловьев выделил следующие их типы: а) деформационные (складкообразование, разломообразование, трещинообразование и другие структурные преобразования); б) седиментационные фазы, или седиментационно-палеогеографические рубежи, отображающие проявление колебательно-тектонических движений; в) рельефообразующие фазы — орогенические (горообразовательные), фазы эрозии и др.; г) магматические, петрологические с фазами минерагении, рудогенеза и т. п. Конкретное выражение фаз тектогенеза меняется в зависимости от степени активности тектонических структур. Они проявляются или в форме углового несогласия, или вулкано-плутонической деятельности, или в виде скрытого несогласия, или резкой смены фаций, фиксирующих перерыв в осадконакоплении, масштаб которого может быть очень различным, в зависимости от ритма тектонических движений.

Далее кратко охарактеризуем признаки, по которым можно устанавливать фазы.

1. Наличие угловых несогласий, которые распространены обычно локально — в окраинных частях депрессий, отсутствуя зачастую в их осевых зонах,— и различны по интенсивности даже в пределах одной и той же структуры. Они не всегда могут быть датированы из-за значительных по продолжительности перерывов седиментации. Принято выделять местные и региональные проявления угловых несогласий. Последние сопоставляются с другими геологическими процессами: магматизмом, седиментацией, палеогеографическими изменениями и т. п., что позволяет прослеживать фазы и в местах отсутствия угловых несогласий.

2. Выявление наиболее крупных палеогеографических преобразований, которые имеют обычно тектоническую природу, связано с трансгрессиями и регрессиями, обусловленными изменениями морфологии геоида. Было установлено, что трансгрессиям в геосинклиналях соответствуют регрессии на континентальных площадях, и наоборот. Эта закономерность, известная как закон Ога, впоследствии была заменена законом Архангельского, установившего однозначность движений в геосинклиналях и на платформах, где они происходят с некоторым запозданием. Выявилось существование нескольких планетарных трансгрессий и регрессий, проявлявшихся на одних континентах трансгрессиями, а на других — одновременными регрессиями.

Учитывая геоидную эвстазию, опускания в одних тектонических зонах могут (или должны) совпадать по времени с воздыманиями других, поэтому законы Ога и Архангельского не являются взаимоисключающими, как считает В. О. Соловьев.

3. Перерывы в седиментации с разной хронологической продолжительностью (региональные, кратковременные, охватывающие несколько периодов). Различают скрытые и открытые перерывы. Устанавливается

закономерная связь между продолжительностью скрытых перерывов на границах циклов с длительностью самих циклов. Крупным тектоно-седиментационным циклам соответствуют продолжительные перерывы в осадконакоплении, меньшим — небольшие. Для позднего кайнозоя в ряде районов выявлена строгая корреляция стратиграфических рубежей в субаэральных и субаквальных условиях, и тектонических фаз. В геологических разрезах перерывы в седиментации располагаются в определенных участках разреза, фиксируя эпохи тектонической активизации, составляющие в среднем 20 млн. лет, разделенные периодами относительного покоя, равными 30 млн. лет. Наличие этих перерывов подтверждает чередование в истории Земли эпох активизации тектогенеза с его затуханием. Установить фазы орогенеза (горообразования) и активность времени их формирования помогает выделение в осадочных сериях отдельных регионов, терригенных компонент с различным коэффициентом мономинеральности. Открытые перерывы формируются в наземных условиях и выражены в рельефе в виде поверхностей выравнивания, которые будут рассмотрены ниже.

4. Выявление циклов тектоно-магматических проявлений. В истории Земли показано длительное действие однотипного платформенного, геосинклинального или орогенного магматизма с неравномерным развитием, выражающимся в существовании вулкано-плутонических эпох и более кратковременных тектоно-магматических активизаций. Определение абсолютного возраста изверженных пород намечает существование статистических максимумов, совпадающих по ряду районов. В фанерозое установлены: одновременное проявление в планетарном масштабе фиксируемых магматизмом орогенических фаз продолжительностью до 3—5 млн. лет и разделяющих их интервалов времени, в среднем 15—25 млн. лет (М. М. Рубинштейн); последовательные вариации встречаемости офиолитовых островодужных и наземных орогенных комплексов, для которых характерна повторяемость вариаций с периодом в 40—50 млн. лет (К. Б. Сеславинский). Следствием тектонических преобразований являются смена эндогенных режимов, а также датированные радиологическими методами омоложения в докембрийских метаморфических толщах. Выявляются аргоновые омоложения, соответствующие 430, 330 и 150 млн. лет, которые связываются с крупнейшими структурными перестройками на обширных участках земной коры (И. А. Загрузина и др.). Учитывая унаследованность в развитии новейшей тектоники, эти перестройки могут сказаться и на позднекайнозойских движениях структурных форм.

5. Смена тектонических режимов, отвечающих седиментационно-палеогеографическим рубежам. Она отражается в наиболее крупных структурных и палеогеографических перестройках, а также в изменении состава отложений, фациальных обстановок, темпов прогибаний и осадконакопления. Эти явления могут одновременно проявляться на больших регионах. Следует учитывать, что при проявлении продолжительных погружений и наличии устойчивых субаквальных условий начало каждого цикла (фазы) может фиксироваться не перерывом, а отложением более грубых и полимиктовых осадков. Последние выше по разрезу переходят в тонкие, преимущественно мономиктового состава отложения с включением минералов, содержащихся в корах выветривания на суше и выносящихся в море при размыве. За неотектонический этап достаточно четкие рубежи намечались в смене геосинклинальных режимов эпигеосинклинальным орогенным или платформенного режима — эпиплатформенным орогенным.

6. Комплексный подход. Он включает выявление фаз орогенеза, активизацию складкообразования, трансгрессивно-регрессивные процессы, перераспределение климатических зон, перерывы в седиментации, определенные типы магматизма и формы рельефа. Сопоставление данных по результатам изучения каждого компонента, учитывая неполноту геологической летописи, позволяет прийти к наиболее правильным выводам по выявлению фаз рубежей тектонических эпох.

Проявление фаз тектонических движений необходимо рассматривать в пространстве и во времени. Смена темпов природных процессов, отражающихся на геологических структурах, в осадках, рельефе, характеризуется понятиями цикл, ритм, этап, фаза. Уточним вкладываемые в них смысл. В геологии широко используется понятие цикл, которое трактуется двояко: 1) как повторение известных черт развития при его общем направленном изменении во времени различной длительности (цикл имеет начало, период развития и конец; может быть законченным или прерванным); 2) как одинаковая длительность развития, когда все циклы мыслятся в виде единой и постоянной системы. Цикличность — чередование циклов, представляющих совокупность каких-либо явлений, процессов, образующих последовательный ряд в течение какого-либо промежутка времени и объединенных в целостную систему.

Для характеристики цикличности используют понятия периодичности и ритмичности, указывающие порядок следования циклов. Под периодичностью понимают равномерность в повторении циклов, наличие интервалов между какими-либо событиями, явлениями, выраженных в любых единицах измерения. Ритмичность — это равномерное и закономерное чередование, порядок следования в развитии какого-либо процесса во времени и в пространстве, его повторение. Начальный момент ритма выбирается условно. В отличие от цикла, ритм не имеет ни начала, ни конца.

Наконец, этапность определяется накоплением новых признаков, качеств в условиях направленного развития циклов (см. неотектонический этап). Этапность отражает эволюционное развитие. Это конкретный отрезок времени истории Земли. Каждый цикл развития Земли отражает определенный исторический этап с только ему свойственным состоянием вещества, структурой, органическим миром. И в этом заключается его неповторимость [65].

Данные неотектоники позволяют глубже понять особенности проявлений тектонических движений, их механизм, время формирования фаз и их отражение в геологических разрезах и в формах рельефа. Давно установлено, что крупные фазы тектогенеза слагаются из более мелких, а последние, в свою очередь, из еще более коротких эпизодов, вплоть до короткопериодических колебаний. Все они являются отражением сложной волновой природы тектонических процессов.

Изучение неогеновых фаз Калифорнии, по данным Дж. Жиллюли, показывает, что продолжительность фазы значительно превышает 1 млн. лет и что для одного и того же района она проявлялась не везде одновременно, хотя несогласия говорят о некоторой прерывистости движений (рис. 29). За 26 млн. лет выделяется 44 фазы, которые группируются в «пучки» со «сгущениями» в центре и «разрежением» в начале и конце пучка. Центральные сгущения соответствуют фазам Г. Штилле (штирийская I и II, аттическая и др.). На этом основании С. Н. Бубнов делает вывод, что фазы Г. Штилле представляют сумму активных эпизодов в истории Земли на фоне непрерывно действующих движений. Длительность фазы — не абсолютное, а относительное понятие; она оп-

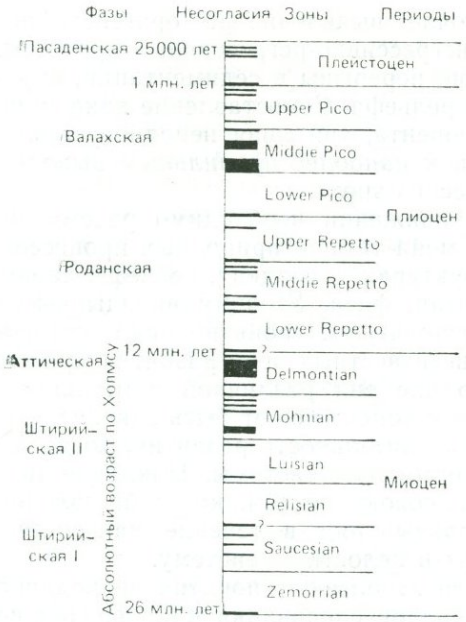


Рис. 29. Распределение тектонических микрофаз в неогене Калифорнии и их отношение к фазам Г. Штилле

ределяется соотношением напряжений и деформаций и зависит не только от величины напряжений, но и от хрупкости материала. Поэтому фаза не может иметь временно́го значения. Таким образом, фазы являются не единым толчком, а суммой следующих друг за другом разделенных во времени толчков, составляющих вместе активный эпизод в истории Земли [58].

Изучение ритмичности тектонических движений в неотектонический этап позволяет понять их проявление в геологическом прошлом. Среди пульсаций (ритмов) тектогенеза выделяют фазы, подфазы, эпизоды и микроэпизоды, различающиеся продолжительностью и результатами проявления (Ю. Г. Леонов, В. Е. Хаин, Л. А. Рагозин). Все они приурочиваются к границам разномасштабных тектоно-седиментационных комплексов, имеющих циклическое строение. Более мелкие, короткие ритмы тектоно-магматической активности проявляются в промежутках между более крупными фазами. В геологическом прошлом обычно более четко выражены следы таких фаз тектогенеза, интенсивность которых в прошлом была сильнее последующих. Мелкие детали сглаживаются и восстанавливаются наиболее крупные события. В этом отношении неотектоника дает много нового для познания механизма тектонических движений, проявлявшихся в геологическом прошлом.

Примеры выделения разного типа фаз тектонических движений в Тобольском Прииртышье дают графики, составленные в 1984 г. Л. А. Рагозиным (рис. 30).

Учитывая широкое распространение в новейших отложениях континентальных фаций, во всех случаях для анализа неотектоники необходимо умение правильно выделять генетические типы отложений, выявлять значение климатических факторов в их формировании и подробно разрабатывать стратиграфию новейших отложений [39].

В областях аккумуляции, где накапливаются большой мощности толщи новейших отложений, необходим анализ результатов бурения и использование данных геофизики. Большое значение имеет изучение переходов одних и тех же слоев из областей денудации в области аккумуляции с выявлением согласного или несогласного залегания их.

Гранулометрический состав отложений служит обычно мерилом интенсивности денудационных процессов, отражающих влияние тектонических движений. Однако не всегда гранулометрия пород соответствует скорости движений, так как степень грубости отложений может зависеть или от особенности накопления материала, происходящего по-разному у разных генетических типов континентальных отложений, или может служить указанием на чисто климатические изменения.

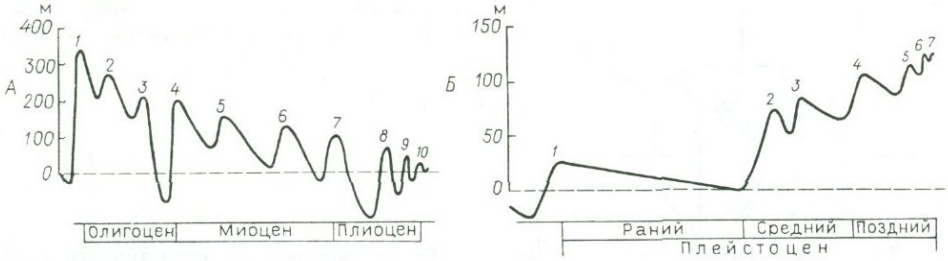


Рис. 30. Графики проявления неотектонических движений Тобольского Прииртышья. По Л. А. Рогозину

А — в олигоцене—неогене; *Б* — в плейстоцене; 0 — уровень водораздела; 50, 100, 150, 200, 300 — неотектонические движения, м. *А* — 1, 4, 8 — фазы; 2, 3, 5, 6, 7, 9 — подфазы; 10 — эпизод. *Б*: 1—4 — эпизоды; 5—7 — микроэпизоды

Метод выявления тектонических соотношений отдельных свит имеет ограниченное применение в новейших отложениях. Чаще всего эти взаимоотношения устанавливаются на основе дистанционного анализа космоснимков и геоморфологических методов, позволяющих выявить молодые неотектонические разломы в областях денудации. Это может иллюстрировать ставшая классической схема В. К. Вебера для сухих дельт разного возраста и разломов, выраженных в рельефе Южной Ферганы [40].

Тектонофизические методы изучения новейших структур и движений. При изучении новейших структурных форм широко применяются методы тектонофизики: рассматривается напряженное состояние массивов и трещиноватость горных пород, что особенно важно при определении импульсных сейсмических тектонических движений.

Абсолютная величина максимальных касательных напряжений (τ_{max}), действующих в земной коре, представляет большой теоретический и практический интерес, но устанавливается пока с малой точностью. Для выяснения напряженного состояния земной коры используют различные методы и данные: измерение деформаций в горных выработках, микроструктурный анализ, данные оптического моделирования, анализ градиента скорости тектонических движений и др. Однако на практике чаще всего ориентировка напряжений определяется методом анализа трещиноватости горных пород и механизма очагов землетрясений.

Образование разрывов сколового типа, с которыми обычно связываются землетрясения, возможно в случае, если касательные напряжения в данном объеме горных пород достигают предела длительной прочности на скалывание (рис. 31). Угол скалывания (α) зависит от величины действия напряжений на сколовую прочность пород каждого типа. Он близок ориентировке максимальных касательных напряжений. В условиях изотропной среды ориентировка сопряженных сколов почти совпадает с площадками действия (пунктирные линии) максимальных касательных напряжений (σ_1, σ_3), образуя с ними угол α, величина которого зависит от свойств горных пород. Линия пересечения этих площадок определяет ориентировку оси промежуточного из главных нормальных напряжений — σ_2. Две другие оси (σ_1, σ_3) располагаются в плоскости, перпендикулярной оси σ_2, и совпадают с биссектрисами углов между трещинами. Наиболее наглядно ориентировка главных напряжений изображается на круговых диаграммах в стереографической проекции.

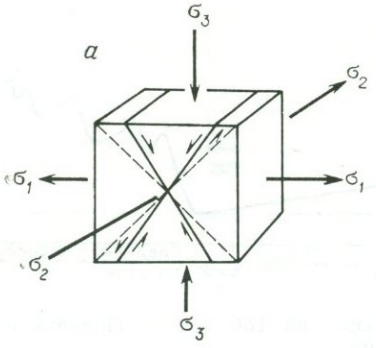
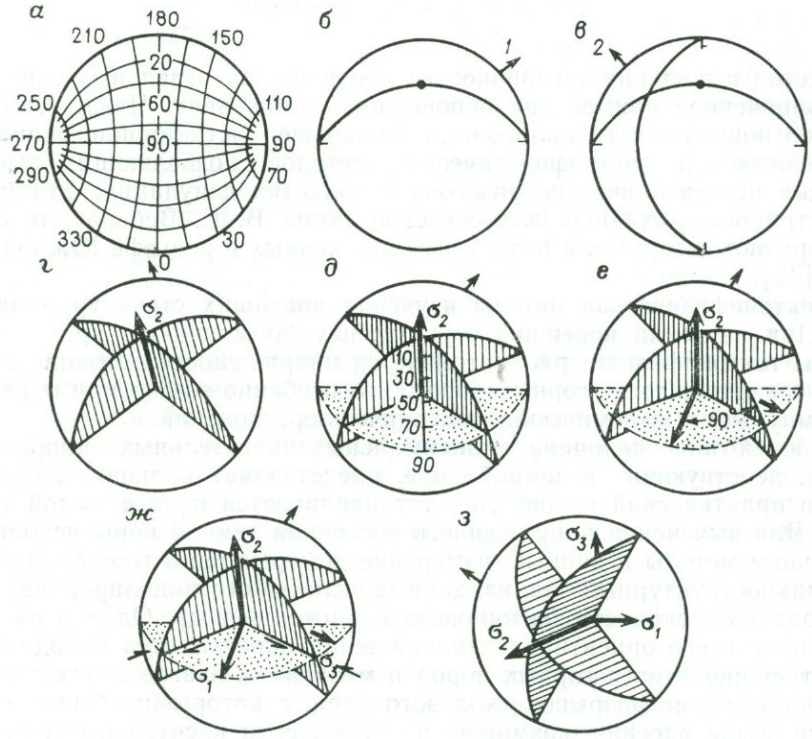


Рис. 31. Определение максимальных касательных напряжений по анализу трещиноватости горных пород

Рис. 32. Схема определения ориентировки осей напряжений при помощи стереографической сетки (*а*) по двум сопряженным системам скалывания (*б*—*з*). По М. В. Гзовскому



На рис. 32 дается пример определения ориентировки осей напряжений при помощи стереографической сетки (*а*) по двум заданным сопряженным системам трещин скалывания [14]. На схемах *б* — *з* показан графический способ восстановления поля напряжений. Сначала наносится положение двух систем трещин: с падением 45° по азимуту 135° (показана стрелкой *1* на схеме *б*); с падением 60° по азимуту 220° (показана стрелкой *2* на схеме *в*). Пересечение плоскостей указанных сопряженных трещин (заштрихованы на схеме *г*) определяет положение оси σ_2. Затем строится плоскость (показана точками на схеме *д*), перпендикулярная к оси, и находится биссектриса углов между двумя плоскостями трещин скалывания (схема *е*). По направлению смещения (стрелки *3*, *4*) и величинам углов определяются оси растяжения σ_1 и сжатия σ_3 (схема *ж*). Далее определяются направление наклона оси σ_3 (схема *з*) и угол, ко-

торый в данном случае равен углу 10° по азимуту 260° (стрелка 5). Описанный метод, широко применяющийся в последнее время, усовершенствован и видоизменен О. И. Гущенко и П. Н. Николаевым.

По методике кинематического анализа структур разрушения любой исследуемый геологический объем представляется осложненным произвольно ориентированными ослабленными поверхностями различного возраста и генезиса — трещинами всех типов, поверхностями напластования и пр. Под воздействием определенно направленного поля напряжений по указанным ослабленным поверхностям произойдут смещения по направлению касательного напряжения (τ_{max}) на каждой поверхности. Ориентировка касательного напряжения при известных направлениях осей главных нормальных напряжений определяется по формуле, выведенной в соответствии с теорией напряженного состояния О. И. Гущенко и Л. А. Сим:

$$\cos\beta_{1,3} = \frac{n_{1,3}\left[\pm 2\sin\alpha_{1,3} - n_2^2\left(\mu_\sigma \pm 1\right)\right]}{\sqrt{4n_1^2\sin^2\alpha_1 - 4n_1^2n_2^2\left(\mu_\sigma + 1\right) + n_2^2\sin^2_2\left(\mu_\sigma + 1\right)^2}},$$

где β_1 и β_3 углы между направлениями τ_n (на площадке с нормалью n) и осями напряжений σ_1 и σ_3 соответственно; α_1, α_2, α_3 — углы между направлением нормали n и осями σ_1, σ_2, σ_3; n_1, n_2, n_3 — направляющие косинусы этих углов; $\mu_\sigma = 2(\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_2) - 1$ — коэффициент Лодэ — Надаи, характеризующий тип напряженного состояния, все возможные значения которого заключены в пределах $+1 \geqslant \mu_\sigma \geqslant -1$.

По этой формуле строится теоретическая номограмма, из которой можно сделать следующие выводы: 1) векторы смещений по всей совокупности произвольно ориентированных площадок расходятся от оси алгебраически максимального сжимающего напряжения (σ_3) и сходятся к оси алгебраически минимального сжимающего напряжения (σ_1); 2) смена знака направлений смещений происходит по плоскостям действия σ_1 и σ_3 (плоскости, нормальные к осям σ_1 и σ_3); вектор смещения находится в створе угла, образованного дугами больших кругов, проходящих через полюс случайно ориентированной поверхности и оси σ_1 или σ_3.

Статистический анализ трещин и реконструкция полей тектонических напряжений способствует восстановлению ориентировок осей главных и нормальных напряжений путем установления связи между ними и направлением преимущественного разброса в ориентировках сопряженных трещин скалывания. Сдвиговое разрушение развивается в плоскости, наклоненной под углом менее 45° к направлению максимального главного напряжения сжатия (σ_3), так как для некоторых пород этот угол не постоянен, а зависит от величины прикладываемых нагрузок. По данным экспериментов, сколовые трещины развивались либо вдоль площадок действия максимальных касательных напряжений, либо отклонялись от них на угол скалывания.

В современной теории разрушения установлено, что распространение трещины любого размера подготавливается образованием и ростом более мелких разрывов и дефектов. При разрушении реальной неоднородности среды важное значение имели бы размеры этих дефектов и микроразрывов и ориентировка их относительно действующих напряжений. Формирование магистрального разрыва может происходить по-разному. В неподготовленной среде оно затруднено наличием других, иначе ориентированных разрывов, которые действуют так же, как скопления перекрестных дислокаций в кристаллах, повышающих прочность мате-

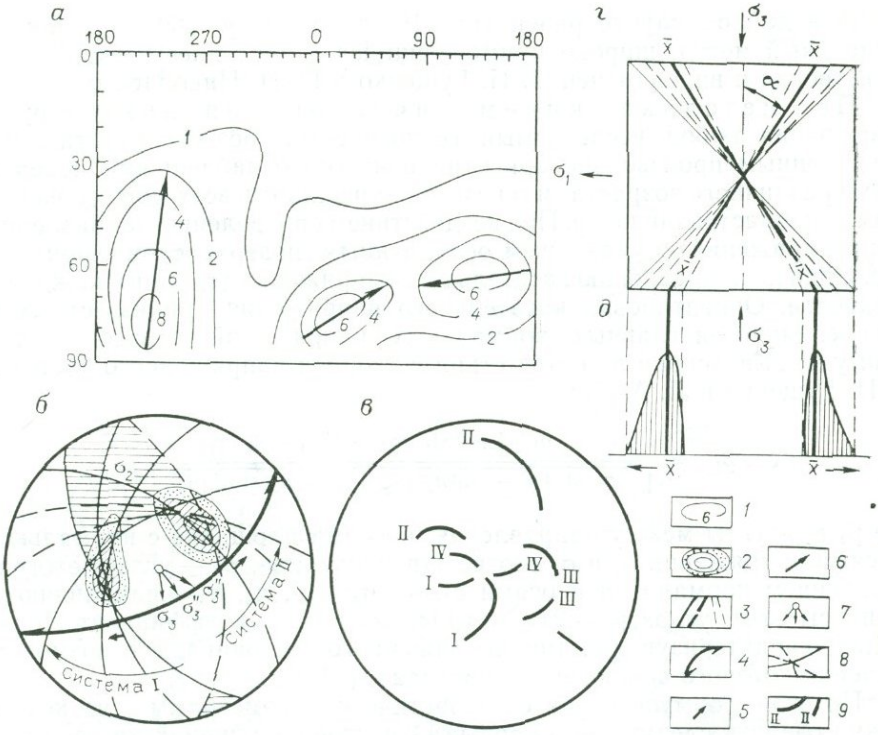


Рис. 33. Методика выделения сопряженных трещин скола и реконструкции осей главных напряжений. По П. Н. Николаеву

а — матрица-диаграмма трещиноватости; *б* — реконструкция осей напряжений; *в* — симметрия траекторий преимущественного разброса ориентировок трещин сопряженных систем; *г* — формирование преимущественного разброса; *д* — асимметрия преимущественного разброса и его ориентировки относительно максимальных касательных напряжений; *1* — изолинии трещиноватости и направления преимущественного разброса; *2* — максимумы трещиноватости; *3* — системы сопряженных трещин; *4* — плоскость действия модальных осей сжатия и растяжения; *5, 6* — направление преимущественного разброса; *7* — разброс и ориентировка осей напряжений; *8* — область пересечения сопряженных систем трещин — выходы преимущественной оси напряжений; *9* — траектории преимущественного разброса сопряженных систем трещин

риала, что позволило П. Н. Николаеву [48] разработать и предложить новую методику восстановления полей тектонических напряжений.

Максимумы трещиноватости для диаграммы-матрицы (рис. 33,*а*) выражены асимметрично. На ней стрелками показано направление максимальной асимметрии. Практически во всех случаях выделяются такие максимумы трещиноватости, у которых оси асимметрии в пределах ошибки построения диаграммы попарно симметричны друг другу (рис. 33,*б, в*). Автор метода показывает, что выделенные пары систем трещин, характеризующихся симметричным разбросом ориентировок, возникли в результате действия одного поля тектонических напряжений, т. е. являются сопряженными. Устанавливается, что разброс в ориентировке трещин каждой данной системы, помимо случайной составляющей, несет информацию и о самом процессе трещинообразования, т. е. прежде всего о характере напряженного состояния в процессе деформации. Величина угла скалывания α изменяется в процессе трещинообразования (рис. 33, *г, д*), вызывая разброс в ориентировке трещин. Наиболее вероятная ориентировка (максимум на диаграмме трещиноватости) соответствует средним условиям (давление, температура, состав горных пород и их физико-механические свойства), которые действовали в мо-

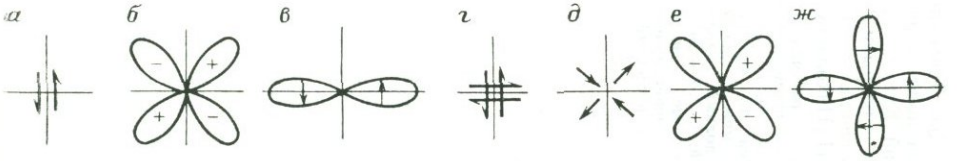


Рис. 34. Механизм очагов землетрясений

мент формирования трещин. Максимально возможная величина разброса определяется положением площадок действия максимальных касательных напряжений τ_{max}.

Итак, развитие трещин происходит в условиях динамического поля напряжений, что приводит к формированию закономерного разброса в их ориентировке. На основании анализа разброса в максимумах трещиноватости можно определить не только сопряженность систем трещин, но и направление действия главных нормальных напряжений и наименование осей. На рис. 33, *б* показан способ практического восстановления ориентировки главных нормальных напряжений на основе анализа разброса в замерах ориентировки трещин. Анализ ориентировки осей главных нормальных напряжений с помощью предложенной П. Н. Николаевым методики позволяет сделать определенные выводы об изменении напряженного состояния в процессе деформации и таким образом проследить особенности развития тектонических деформаций во времени.

Определение максимальных касательных напряжений (τ_{max}) производится и по анализу механизма очагов землетрясений (рис. 34). Этот метод основывается на рассмотрении характера направленности излучения продольных, поперечных и поверхностных волн, сопровождающих землетрясение. Наиболее распространены две модели очага (рис. 34, *а — в* и *г — ж*). Прямые линии, разделяющие области с разным знаком смещений, разделяют зоны сжатия (—) и растяжения (+). Одна из этих плоскостей отождествляется с плоскостью разрыва, возникшего в очаге. Первая модель (рис. 34, *а — в*) основана на предположении действия в очаге пары сил (диполь с моментом), соответствующих излучению продольных и поперечных сейсмических волн. Более часто волновая картина соответствует второй модели (рис. 34, *г — ж*) с двумя парами сил (двумя перпендикулярными диполями) в источнике колебаний. Характер распределения сейсмических волн показан на рис. 34, *е* и *ж*.

Используя указанные методы, можно восстановить ориентировку главных нормальных напряжений, т. е. восстановить поле тектонических напряжений, действующее в различных горизонтах земной коры и верхней мантии, и подойти к решению вопроса о механизме деформации. Поле напряжений в верхних горизонтах земной коры оказалось весьма неоднородным и достаточно сложным. Выделяются три основных компонента, определяющих естественное напряжение: 1) гравитационные напряжения, обусловленные действующей нагрузкой толщи лежащих выше пород; 2) латентные (скрытые) напряжения, обусловленные внутренними энергетическими ресурсами, связанные с веществом горных пород, их физико-химическими преобразованиями, вызванными эндолитогенными процессами; 3) тектонические напряжения, обусловленные проявлением современных и новейших тектонических деформаций коры. Этот компонент представляет наибольший интерес.

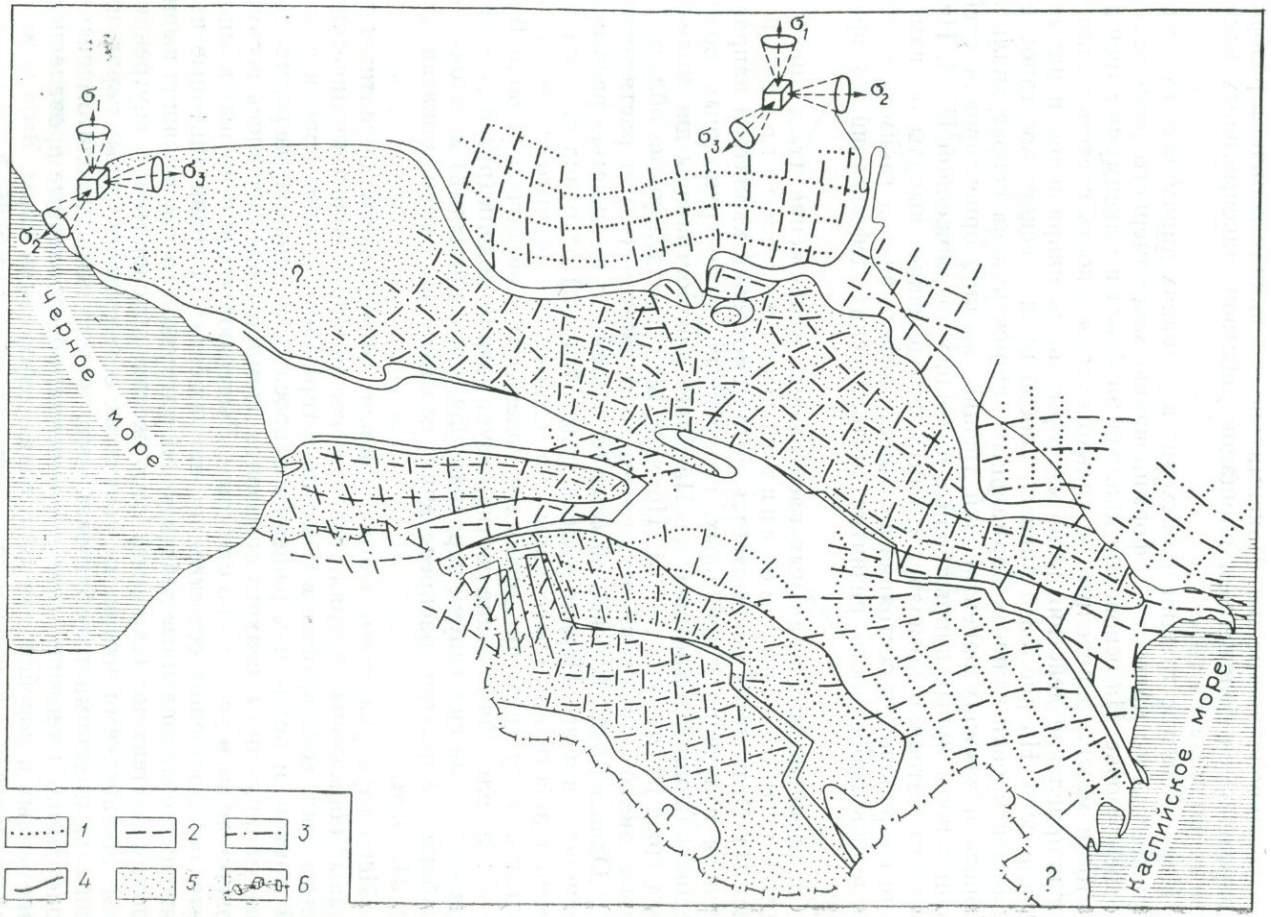


Рис. 35. Тектонические поля напряжений Кавказа и типы разрывных нарушений. По П. Н. Николаеву

1 — ось растяжения σ_1; *2* — промежуточная ось σ_2; *3* — ось сжатия σ_3; *4* — граница между разными полями напряжений; *5* — антиклинальные зоны; *6* — ориентировка осей напряжений

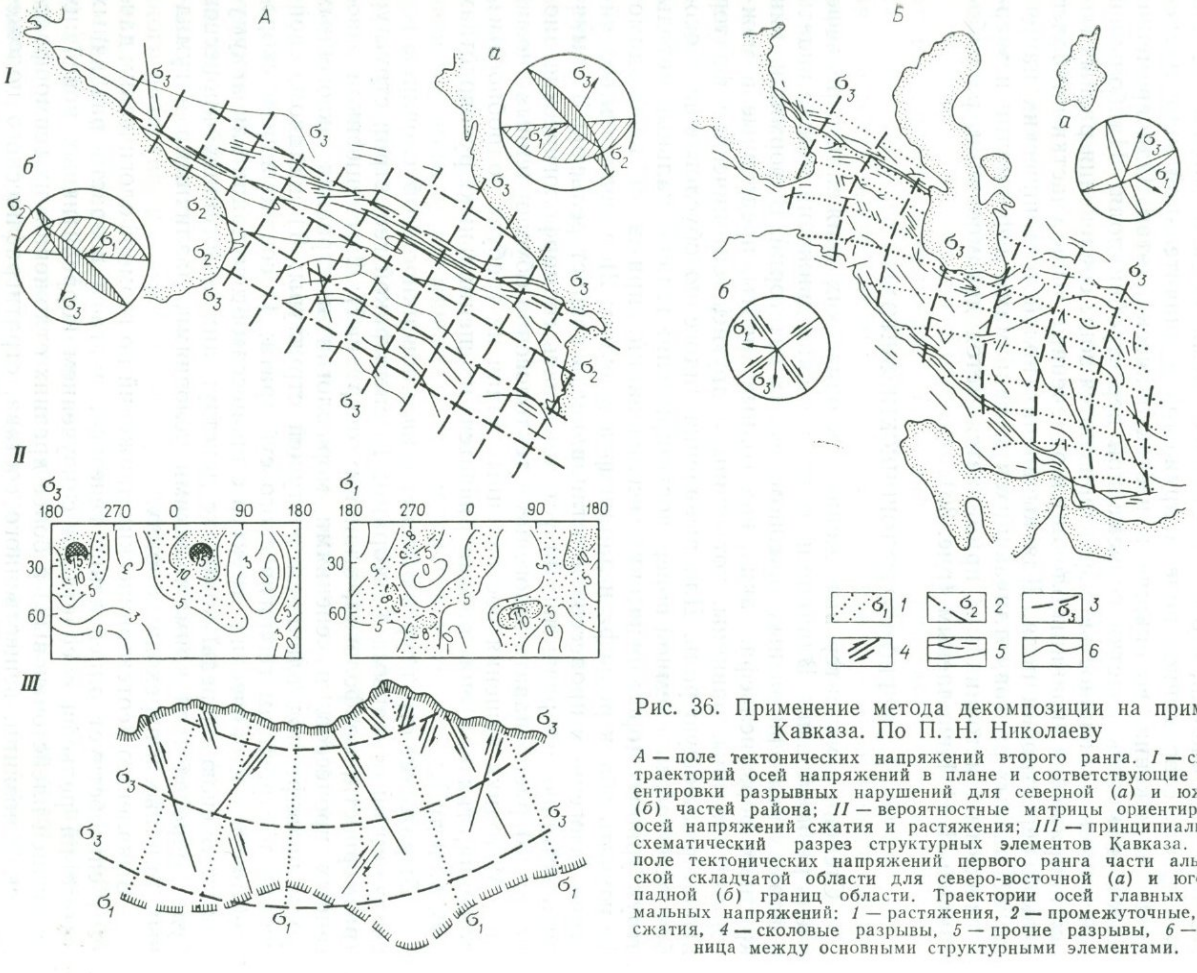


Рис. 36. Применение метода декомпозиции на примере Кавказа. По П. Н. Николаеву

А — поле тектонических напряжений второго ранга. *I* — схема траекторий осей напряжений в плане и соответствующие ориентировки разрывных нарушений для северной (*а*) и южной (*б*) частей района; *II* — вероятностные матрицы ориентировки осей напряжений сжатия и растяжения; *III* — принципиальный схематический разрез структурных элементов Кавказа. *Б* — поле тектонических напряжений первого ранга части альпийской складчатой области для северо-восточной (*а*) и юго-западной (*б*) границ области. Траектории осей главных нормальных напряжений: *1* — растяжения, *2* — промежуточные, *3* — сжатия, *4* — сколовые разрывы, *5* — прочие разрывы, *6* — граница между основными структурными элементами.

Поле напряжений определяет тип разрывных деформаций, которые могут возникнуть в земной коре. Оказалось, что в ряде случаев они представляют собой горизонтальные подвижки по круто падающим поверхностям. Анализ новейших крупных разрывов Кавказа показал, что характер их соответствует современному полю напряжений (рис. 35). Следовательно, в момент их формирования и развития действовало то же поле напряжений, что и в настоящее время. Отсюда можно сделать вывод, что современное поле напряжений в значительной мере наследует напряжения, возникшие в неотектонический этап. Одновременно можно наметить участки современной перестройки поля. Наибольшей сейсмической активностью характеризуются зоны сочленения разных полей напряжений (границы блоков) и отмеченные выше участки наиболее резкой перестройки поля. Для выявления полей тектонических напряжений разных рангов, отличающихся механизмами деформации и энергетическими источниками, применяется метод декомпозиции, разработанный П. Н. Николаевым (рис. 36).

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Степень и характер выражения тектонических движений в рельефе очень разнообразны. Влияние неотектонических движений можно видеть в формах рельефа разных таксономических категорий. В формировании крупных форм рельефа, таких, как горные хребты, предгорные и межгорные впадины, равнины, котловины и другие, тектонический фактор играет решающую роль. Для выявления эндогенно обусловленных особенностей облика земной поверхности применяются специальные методы структурно-геоморфологических исследований; при этом необходимо: 1) изучать облик рельефа и ландшафта в целом; 2) определять воздействие экзогенных процессов и устанавливать возраст рельефа; 3) выявлять историю его развития; 4) устанавливать геоморфологические аномалии; 5) распознавать экзогенно и тектоногенно обусловленные аномалии. Методика решения поставленных задач не требует подробного изложения, так как она рассматривается в специальных руководствах [56, 57 и др.].

Выражение структур в облике земной поверхности обусловливается следующими основными факторами: 1) спецификой геометрии структур (размерности, морфологии, плановых очертаний); 2) спецификой экзогенных процессов, изменениями морфологии и строения экзогенных форм рельефа под влиянием растущей структуры; 3) составом, свойствами и строением геологического субстрата; 4) соотношением скоростей роста тектонических структур с процессами денудации или аккумуляции. В свою очередь, комплекс действующих экзогенных процессов будет определяться климатическими условиями, различными в гумидных, аридных и переходных зонах.

Выявлению неотектонических движений по геоморфологическим данным способствует определение генезиса, ранга и возраста различных категорий рельефа в сочетании с изучением коррелятивных новейших (олигоцен-плейстоценовых) и более древних отложений, их геоморфологической позиций, вещественного состава, стратиграфического положения, площадного развития и мощности. Большое значение в решении этих вопросов приобретают геоморфологические карты с морфогенетической и историко-геологической легендами.

При неотектоническом анализе важно сопоставить карты в едином масштабе: геоморфологические, геологические (в том числе четвертич-

ных и неогеновых отложений), карты рельефа подошвы неогеновых и четвертичных отложений, различные карты геофизических полей. Все это позволяет понять значение тектонических движений в образовании структурно-обусловленных форм рельефа.

Орографический метод. Он основан на самой общей характеристике форм рельефа и успешно применялся Ф. Н. Чернышевым, А. П. Карпинским, И. В. Мушкетовым и др. для изучения более древних структурных форм [38]. Орографический метод использован в работе Д. Н. Анучина, содержащей глубокий анализ первой гипсометрической карты Европейской России и сопоставление ее с геологической картой. Уже тогда впервые был сделан вывод о тектонической обусловленности основных орографических элементов Русской равнины. В дальнейшем этот принцип был развит и усовершенствован. Из него выделились самостоятельные приемы анализа рельефа: морфологический и морфометрический. Тем не менее общие приемы орографического анализа сохранили свое значение.

Сущность орографического метода заключается в анализе высотных отметок, наклонов рельефа, общего морфографического облика. Основывается он на представлении о прямом соответствии форм рельефа с проявлением тектонических процессов: горный рельеф — интенсивные тектонические движения; равнинный — результат слабого их проявления. Такое заключение может быть справедливым только при мелкомасштабном анализе орографии, да и то не всегда. Параллельно действующие экзогенные процессы часто существенно изменяют геоморфологический результат тектонической деформации как в отношении планового положения, так и морфологии образующих элементов рельефа. Все это делает невозможным простое отождествление форм рельефа с проявлениями тектонических движений и требует проведения или (и) необходимых картографических построений, которые бы помогли выявить основные крупные черты орографии, возможно связанные с тектоникой и обусловленные особенностями геологической структуры, или (и) сопоставления форм рельефа с тектоникой и геологическими и геофизическими данными.

Главнейшие черты современного рельефа обусловлены непрерывно развивающимся динамическим взаимодействием тектонических процессов *и процессов денудации и аккумуляции, поэтому и современные* черты орографии горных и равнинных стран будут зависеть от результатов этого взаимодействия. Выявить по облику рельефа степень интенсивности тектонических движений и роль экзогенных процессов — крайне трудная задача, так как необходимо учитывать множество разнообразных факторов, влияющих на это взаимодействие, как, например, время проявления процессов денудации, удаленность от главных базисов денудации, особенности климата, литологические и структурные особенности геологического субстрата, историю геологического и геоморфологического развития, рельеф, сформировавшийся к началу неотектонического этапа и др.

Дальнейшее развитие орографического метода было дано в работах Н. П. Костенко и К. Г. Леви. В работах К. Г. Леви рельеф рассматривается в виде некоторого условного слоя, названного им экзогенно-активным, и анализируется его поведение в различных геодинамических обстановках как обычного геологического пласта. Под экзогенно-активным слоем понимается совокупность всех элементарных форм рельефа, заключенных между вершинной и базисной поверхностями, являющимися естественными его ограничениями, или его кровлей и подошвой соответственно. Он может быть стратифицирован. На платформах, где

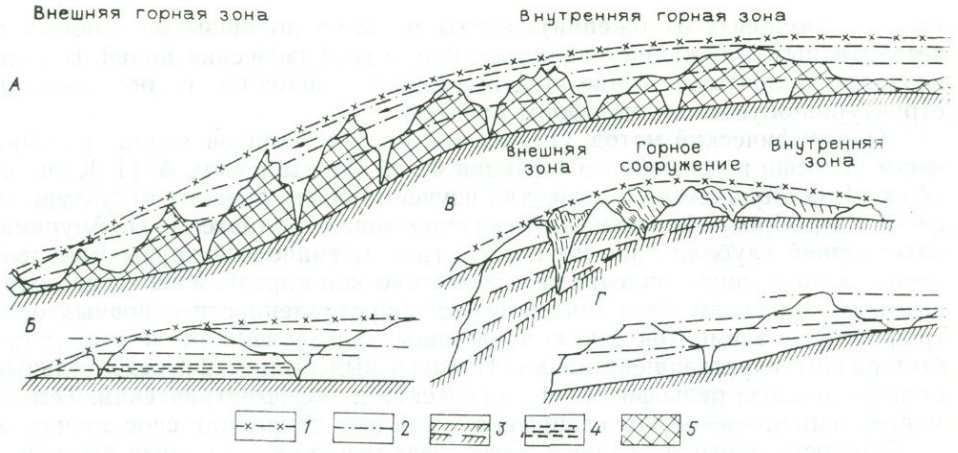


Рис. 37. Экзогенно-активный слой и корреляция одновозрастных врезов и орогенных поверхностей выравнивания (*А*), в центре (*Г*) и на склонах (*Б*, *В*) общего поднятия горного сооружения. По Н. П. Костенко

1 — обобщенные очертания горного сооружения; *2* — сопоставительные линии для одновозрастных врезов; *3* — глубина эрозии транзитных горных рек; *4* — дополнительные локальные врезы (явление расщепления); *5* — экзогенно-активный слой в разрезе

неотектонические движения проявлялись слабо, экзогенно-активный слой на обширных территориях обладает сравнительно выдержанной толщиной и почти не имеет следов изгибовых или блоковых деформаций. В областях активного горообразования экзогенно-активный слой крайне невыдержан и наряду со складчатыми деформациями испытывает резкие перепады толщины. Максимальная толщина слоя наблюдается в районах, испытавших устойчивые движения, различные по знаку. Причиной колебания толщины экзогенно-активного слоя являются тектонические движения, интенсивность которых не всегда может быть скомпенсирована экзогенными процессами. По полученным данным строится карта экзогенно-активного слоя, выявляющая его деформации, дающие представление о новейшей тектонике (рис. 37).

Теоретически обычно рассматривают три случая взаимоотношений рельефообразующих и тектонических процессов, установленных еще В. Пенком: 1) преобладание скоростей тектонических движений (Т) над процессами денудации (Д) и аккумуляции (А), или $(\pm T) > (Д, А)$; 2) преобладание скорости нивелирующих рельеф процессов $(\pm T) < (Д, А)$ и 3) равенство их взаимодействия $(\pm T) = (Д, А)$. Позже эти случаи были усложнены и дополнены И. П. Герасимовым, Н. И. Николаевым, Н. П. Костенко [26, 40, 41 и др.].

С особенностями рельефа, отражающими различное строение земной коры, тесно связаны геофизические поля, учитывающиеся при неотектоническом анализе. Эти данные в сопоставлении с рельефом позволяют лучше понять его строение и сделать выводы по направленности новейших тектонических движений. Горным областям соответствуют обычно резко выраженный гравиметрический рельеф и наибольшие амплитуды колебаний величины аномалий силы тяжести. Основному свойству рассматриваемых областей — их подвижности — соответствует резкое и аномальное гравитационное поле. Главные черты этого поля, по данным геофизики, тесно связаны со структурой земной коры во всей ее толще и отчетливо отражают строение ее поверхностных слоев. Глубокие про-

гибы земной коры (межгорные впадины и др.), являющиеся областями накопления осадков и возникновения своеобразной вторичной складчатости, характеризуются часто крупными гравитационными депрессиями, а окружающие зоны — поднятиями. Не менее интересные данные дают магнитные аномалии. Они тесно связаны с основными чертами тектоники земной коры и хорошо увязываются с положительными и отрицательными аномалиями силы тяжести. В настоящее время установлено, что в ряде случаев магнитные аномалии вызваны существованием крупных глубинных разломов в земной коре, по которым внедряются основные магматические породы, обладающие остаточным намагничиванием. Эти же разломы улавливаются аномальными изменениями силы тяжести в виде полос максимумов больших градиентов. Указанным зонам отвечают участки с рельефом в виде прогибов, или поднятий, ориентированных в направлении зон магнитных и гравитационных аномалий. Наконец, этим же участкам соответствуют зоны с увеличенными градиентами новейших тектонических движений, которые отражаются на рельефе, мощностях и на фациях новейших отложений.

При оценке размаха неотектонических движений для горных стран, необходимо принимать во внимание скорости процессов денудации. Особенно энергично, по данным Л. Рюттена, они проявляются в тропических областях, превышая соотношение скоростей, устанавливаемое для других ландшафтных областей. Для Явы, например, скорость денудации определяется в 1—5 мм в год. Из этого делают вывод, что горный рельеф в пределах этой области Индонезии, обусловленный новейшими движениями, при иных скоростях разрушения процессами денудации был бы в 2—5 раз выше современного. По заключению В. А. Растворовой, изучавшей величину денудационного среза за время новейших движений высокогорного Кавказа, срез выражается величиной порядка нескольких километров. Этот фактор нельзя не учитывать при количественной характеристике новейших поднятий. В пределах более устойчивых платформенных областей также выявляется связь между структурой и орографией. Областями, соответствующими водораздельным зонам, отвечают положительные структуры — щиты, выступы, антеклизы. Наоборот, очень часто к синеклизам, седловинам, прогибам приурочиваются основные речные системы. Конечно, неравномерная денудация вызывает иногда значительные смещения контуров возвышенностей и низменностей по отношению к очертаниям соответствующих структурных элементов и формирование обращенных морфоструктур.

Указанная связь между орографией и геофизическими полями также не всегда бывает определенной. В большинстве случаев удается установить связь региональных гравитационных и магнитных аномалий со строением и характером положения кристаллического фундамента. Положительные аномалии связываются с зонами высокого залегания фундамента, отрицательные — с его погружением. Одни районы отличаются совпадением гравитационных и магнитных аномалий, в других — наблюдается перекрещивание простираний линейных аномалий магнитного и гравитационного полей. Последнее указывает и на пересечение дислокаций пород кристаллического фундамента, которые обычно бывают разновозрастными и возможно связанными с различными структурными этажами, что говорит о расслоенности литосферы. Соотношение новейших тектонических структур с зонами гравитационных и магнитных аномалий бывает разное. Они наследуют либо древний структурный план, одно направление, либо образуют новые наложенные структуры. В каждом отдельном случае требуется специальный анализ.

Вероятность прямого выражения структурных форм в орографии определяется скоростью их роста и степенью сопротивления слагающих горных пород процессам денудации, в свою очередь зависящим от климата. В конечном счете решающее влияние оказывают длительные направленные тектонические движения. В подвижных поясах это проявляется более отчетливо, абсолютная высота гор, например, многими авторами связывается с амплитудой тектонических поднятий. В устойчивых зонах эта связь менее отчетлива. Очень большое значение имеют климатические факторы. На орографию более мелких структурных форм оказывает влияние геоструктурная область и климатическая зона. Наиболее отчетливо связь орографии и локальных структур (складки, блоки) видна в орогенных областях, в зонах перехода от интенсивных общих поднятий к интенсивным погружениям.

Батиметрический метод. Путем исследования подводного рельефа и сопоставления полученных данных с другими (комплексом сопряженных методов) может быть установлена связь между рельефом дна акваторий и тектоническими движениями. Разнонаправленные тектонические процессы создают неровности морского дна. Поднятия превращаются в подводные возвышенности. Поэтому крупные формы рельефа морского (озерного) дна, если они не имеют вулканического происхождения, отражают глубинные тектонические структуры. За пределами шельфа, где скорость осадконакопления значительно снижается, растущие складки или блоковые движения получают отчетливое выражение в рельефе дна. Если же происходит прогибание земной коры, оно приводит к образованию впадины, форма и размеры которой всецело будут определяться тектоническими движениями и степенью компенсации ее осадконакоплением.

Поскольку структурные формы в пределах морского и океанического дна оказываются выраженными в рельефе, большое значение приобретают методы повторных промеров, а также эхолотирования и сейсмоакустический. Эхолотирование оказывается неприемлемым для выявления медленных вертикальных движений при повторных измерениях и не может служить эквивалентом повторных нивелировок на суше. Тем не менее сравнение данных промеров, произведенных разными способами с большим интервалом времени, позволяет установить скорость и направление движений. Например, таким образом было установлено поднятие Земли Франца Иосифа и Новой Земли. Поднятие морского дна на одном из участков побережья Новой Земли достигает 14 мм в год (за 300 лет). Такие цифры скоростей были получены по другим материалам. Случаи современных вертикальных движений в океанах, выявленных путем повторных промеров, указывались в литературе неоднократно. Но наибольший интерес повторные промеры приобретают при изучении деформаций после сильных землетрясений. Изменение рельефа морского дна часто происходит не только за счет вертикальных тектонических движений (с учетом скорости накопления осадков), но и в результате оползания громадных масс современных осадков на подводном склоне. Причиной оползаний часто является подземный толчок от землетрясений. Размеры оползней могут достигать многих сотен километров.

Изменения глубин происходят и при некоторых вулканических извержениях. Например, они происходили во время извержения вулканов Кракатау и вулкана Сакуражима. В обоих случаях, по данным Цубои, изменения достигли нескольких морских саженей. Эти и многие другие известные факты позволяют утверждать, что на дне океанов и морей

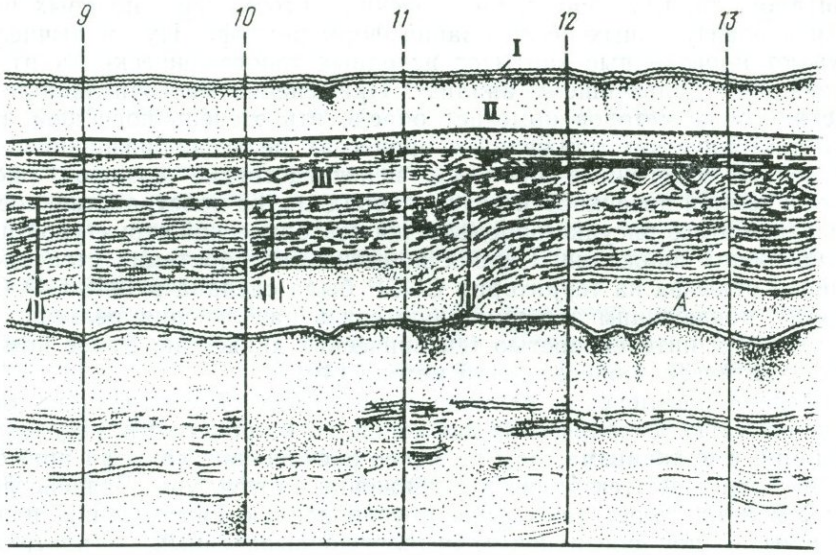


Рис. 38. Профиль непрерывного сейсмоакустического профилирования:
I — комплекс голоценовых отложений; II — комплекс верхнеплейстоценовых отложений; III — комплекс нижне-среднеплейстоценовых отложений. А — кратные волны появляются в разрезе на глубине, равной глубине моря

проявляются тектонические движения, приводящие к образованию выпуклостей, впадин, разрывов, принципиально не отличающихся от аналогичных процессов, происходящих на прилегающих участках суши. Современные локальные движения в вулканических районах отличаются высокими скоростями, дифференцированностью и контрастностью с максимумом вблизи центра извержения. Усиление движений часто совпадает во времени с эруптивной деятельностью. В ряде случаев куполообразное поднятие близ кратеров начинается за несколько лет (месяцев) до извержения [51].

В течение длительного времени конструировались приборы — геолокаторы, которые позволяют изучать отложения, лежащие ниже поверхности дна на значительных глубинах. Такой метод получил название сейсмоакустического. Описание аппаратуры и этого метода в 1983 г. дали А. В. Калинин, В. В. Калинин и Б. Л. Пивоваров. Принцип работы заключается в следующем: с помощью особого устройства (находящегося в воде) упругие импульсы, распространяющиеся в воде в виде ударной волны, отражаются от границ сред, обладающих различными волновыми сопротивлениями. Отраженные от различных поверхностей напластования или тектонических неоднородностей сигналы возвращаются в водную среду и принимаются электроакустическими преобразователями приемного устройства. В результате получаются профили с указанием глубин залегания отражающих слоев (рис. 38). Работы могут проводиться практически при любых глубинах водоемов. Метод перспективен для изучения геологического (неотектонического) строения морского дна, для выявления унаследованных локальных структур и тектонических линий [21].

Морфометрические методы. Морфометрические методы выявления неотектоники крайне разнообразны и подробно описываются в специальных руководствах по структурно-геоморфологическим исследованиям. Почти все они основываются на анализе топографических карт разных

масштабов, данных аэро- и космических фотоснимков, полевых наземных и аэровизуальных исследований форм рельефа. Путем вычислений получают производные карты от исходных топографических карт, подвергающиеся дальнейшему анализу. Применение многочисленных морфометрических методов помогает определять степень новейшей активности тектонических движений в процессах рельефообразования. Многочисленные экзогенные процессы непосредственно создают рисунок рельефа земной поверхности разных порядков, но пространственное распределение этого рисунка определяется тектонической структурой и планом новейших движений. Первая попытка интерпретации степени расчленения рельефа на территории СССР была сделана в 1948 г. О. С. Соболевым, показавшим закономерную связь расчленения рельефа с направлением и интенсивностью тектонических движений. Ранее нами давалась критическая оценка этого метода [40].

Степень расчленения рельефа может быть обусловлена не только интенсивностью тектонических движений, но и процессами аккумуляции, денудации и вулканизма. Тем не менее расчленение рельефа прямо или косвенно отражает тектонические движения и структуры. Воздействие их осуществляется через тектогенно обусловленную гипсометрию рельефа и уклоны земной поверхности, литологию выведенных на поверхность пород и тектоническую трещиноватость.

В морфометрических методах оценки неотектоники предусмотрено построение карт, которые совмещают вертикальное и горизонтальное расчленение рельефа (В. Д. Голодовнин, Г. И. Худяков и др.). Степень горизонтального расчленения рельефа определяется по плотности линейных эрозионных форм и суммарной длине эрозионной сети на единицу площади (А. И. Спиридонов). Применяется визуальная оценка с районированием по степени горизонтального расчленения по условной шкале; вычисление коэффициентов и построение специальных карт [57]; строятся карты долин разных порядков (В. П. Философов, Р. Хортон); выявляются различные количественные модификации типа карт долин одного порядка — карты изолонг (В. Я. Гвин). Карты порядков долин показывают соподчиненность долин рек и притоков разных размеров. По этим картам (с учетом формы долин) можно судить о региональных тектонических движениях. Участкам новейших тектонических поднятий свойствен быстрый переход ложбин стока в овраги и балки, а затем в реки. Иногда долинная сеть прямо начинается с оврагов. Переход низких порядков долин в более высокие происходит весьма быстро на сравнительно коротком расстоянии. Наоборот, в пределах тектонических опусканий нарастание порядков долин идет медленно. Реки начинаются с более высоких порядков долин, чем в пределах тектонических поднятий.

Степень вертикального расчленения рельефа определяется через разности экстремальных высот земной поверхности по элементарным участкам, а также по глубине вреза выработанных форм относительно водоразделов. Существует множество различных приемов оценки и графического выражения степени вертикального расчленения рельефа (А. В. Цыганков, В. Б. Полканов, С. К. Горелов, А. И. Спиридонов, С. И. Варущенко и др.).

Анализ крупномасштабных топографических карт с разложением рельефа на составные элементы с последующей генерализацией и составлением комплекса специальных карт дал В. П. Философов. Применение этого метода показало, что в равнинных областях погребенные структуры (до первых тысяч метров) испытывали неотектонические дви-

жения, оказывавшие влияние на развитие рельефа. Этим методом в основном выявлялись перспективные нефтегазоносные локальные поднятия. В комплексе с другими методами он находит наилучшее применение в пределах платформенных равнин с относительно хорошей расчлененностью рельефа. Однако он оказался мало пригодным для изучения новейшей тектоники слабо расчлененных аккумулятивных равнин или горных стран со сложным рельефом и геологическим строением. Выяснилось, что для получения конечного результата нет необходимости составлять весь комплекс крайне трудоемких карт, предусматриваемых данным методом, а достаточно ограничиться составлением карт изобазит и изогипсобазит.

Значительно более простым приемом морфометрического анализа оказалось построение карт морфоизогипс. Производится как бы снятие с топографической основы форм рельефа, созданных линейно направленными экзогенными процессами, и восстанавливается исходная поверхность. Плавными линиями — морфоизогипсами соединяются положительные выступы однозначных горизонталей и отдельные высотные отметки близких по значению горизонталей. Показателем локальных поднятий на карте служат выступы и замкнутые овалы морфоизогипс; отрицательные структуры вырисовываются по замкнутым пониженным «заливам» или дисгармоничным расхождениям морфоизогипс. С целью выявления крупных морфоструктур производится обобщение или генерализация изолиний, т. е. строятся обобщенные морфоизогипсы по тем же принципам (Н. Г. Шубина, Л. Б. Аристархова).

В практике выявления морфоструктур используются приемы, определяющие степень расчленения рельефа. Это достигается картографическим путем: по «изменчивости» рельефа (В. П. Бухарцев); углу наклона земной поверхности (А. И. Спиридонов); сумме длин горизонталей, отнесенных к единице площади (В. Н. Сементовский, И. В. Рейнин и В. И. Якушев; И. И. Спасская и И. Г. Авенариус); совмещению или сложению раздельно полученных данных по горизонтальному и вертикальному расчленению (В. Б. Полканова и В. П. Полканов) и т. д. Кроме того, разработана методика прогноза локальных поднятий по геоморфологическим данным с помощью алгоритмов распознавания образов при использовании показателей горизонтального и вертикального расчленения рельефа (В. П. Полканов).

Все перечисленные выше приемы могут быть правильно использованы при учете литологических особенностей горных пород на исследуемой территории и определении влияния на расчленение рельефа гидрологических особенностей территории (модуль стока, грунтовое питание, общая обводненность территории). В ряде случаев история развития локальных структурных форм, так же как и региональных, более подробно выявляется при сравнении описанных выше карт с аналогичными палеоморфометрическими картами. Последние составляются по основным поверхностям несогласия (в пределах олигоцен-неоген-четвертичных отложений), строящимся по геологическим данным. Нет необходимости в практической работе безмерно увеличивать количество морфометрических построений (их уже более 60), в особенности если они призваны подтвердить то, что и так очевидно при беглом анализе топографической карты.

Морфографический метод. Основным объектом морфографического анализа являются очертания гидрографической сети, озер, береговых линий бассейнов, водоразделов и водораздельных линий и пр. Сюда включают также естественные границы растительности, почв и других

элементов природной обстановки. В таком понимании морфографический метод оказывается наиболее старым среди методов геоморфологического анализа. Чутким индикатором тектонического строения территории и проявления новейших тектонических движений является рисунок гидрографической сети.

При стабилизировавшихся тектонических и климатических условиях образуется уравновешенная гидрографическая сеть, которая остается устойчивой до момента активизации тектонических движений, вызывающих перестройку структурного плана. С некоторым запозданием речная сеть начинает приспосабливаться к изменениям, вызванным проявлением тектонических движений. Если структура развивалась унаследованно, то проявление новейших тектонических движений отчетливо передает плановый рисунок речной сети, отчетливо отражающий как региональные, так и локальные структуры.

Наиболее характерен дендровидный тип рисунка речной сети, образующийся в условиях однородного геологического субстрата, распространенный главным образом на платформенных равнинах, сложенных рыхлыми слабо дислоцированными осадочными породами. Основной поток закладывается в соответствии с региональными уклонами и приурочивается к крупным или более мелким понижениям, или к тектоническому понижению между отдельными тектоническими структурами. Параллельный тип распространен на молодых наклонных равнинах (береговых, надгорных), часто обусловлен продольной тектонической трещиноватостью горных пород или развивается в условиях молодых моноклинальных структур. Решетчатый тип встречается в горно-складчатых областях, на платформенных плато, сложенных слабо дислоцированными плотными осадочными породами, на траппах и однородных кристаллических породах. Обусловлен трещинно-разрывной тектоникой и ундуляцией осей складок. Радиальный тип (расходящийся от одного центра) на мелкомасштабных картах наблюдается на крупных сводовых поднятиях (Горный Алтай, Байкало-Патомское нагорье и пр.); на картах крупных масштабов такой же тип речной сети характерен для растущих в новейший этап локальных куполовидных или брахиантиклинальных поднятий. Центростремительный тип речной сети свойствен тектоническим впадинам (впадина Конго в Африке). Перистый тип наблюдается в пределах межгорных и передовых прогибов, при этом главная речная артерия приурочена к наиболее прогибающейся их части. В ряде случаев дугообразные элементы рисунка рельефа отражают контур структуры кольцевого типа. С помощью комплекса методов удается установить влияние на рисунок рельефа погребенных блоковых структур или древних интрузивных тел, испытавших неотектонические движения.

В последние годы рассмотрение топографических карт всех континентов позволило А. Б. Русанову выделить эрозионные системы, которые он понимает как совокупность отпрепарированных долин — трещин, принадлежащих единой геометрической системе. Для них характерны: системность в рисунке речной сети, которая дает возможность выделить из нее геометрически закономерную сеть; выдержанность, предполагающая, что элементы эрозионной системы, в масштабе исследуемой карты, уверенно прослеживаются на коротких расстояниях по простиранию или на площади; преобладание данной эрозионной системы над другими геометрическими элементами той же территории. Указанные особенности позволяют оперировать эрозионной системой как единицей исследования.

Все единицы были сгруппированы в десять типов геометрически закономерных сочетаний эрозионных систем и разделены на 22 класса и 60 видов. Эрозионные системы характеризуют большинство структурных образований на земной поверхности, что отразилось и на предложенной А. Б. Русановым терминологии; например, гребенчатый, окаймляющий, блоковый, соответствующие структурам с трещинами оперения, горстообразному поднятию и отдельным блокам земной коры, часто встречающимся в пределах древних платформ в местах выходов фундамента и обрамляющих их складчатых сооружений. Линейный тип соответствует линейным же нарушениям различного генезиса; решетчатый — известным системам трещин преимущественно магматических пород; круговой, овальный и радиальный типы, как правило, отвечают структурам вулканическим и астроблемам, а дуговой — краевым структурам обрушения. Последний тип требует критического подхода, так как многие изгибы русел могут быть формально оценены как квазидуговые. К мозаичному типу эрозионных систем относятся такие, геометрическая классификация и системность которых в данном масштабе затруднены или проблематичны. Их анализ требует дополнительной информации.

Приведенная классификация используется для эрозионно-структурного анализа. Для этого А. Б. Русанов предлагает выделять толстыми линиями наиболее броские и заметные эрозионные системы, затем оконтуривать менее броские (рис. 39). Такой анализ проводится до тех пор, пока оставшиеся фрагменты речной сети не потеряют достаточно четко выраженную геометричность, которая классифицируется как мозаичный тип. Эрозионно-структурный анализ рекомендуется начинать с возможно более мелкого масштаба топографических карт и от них переходить к более крупномасштабным. На мелкомасштабных картах показаны наиболее крупные водотоки, которые пространственно тесно связаны с более крупными элементами тектоники, отражающими и поле напряжений земной коры соответствующего ранга. Такой прием позволяет понять природу и ранг структур. На более крупномасштабных картах меняются рисунок и плотность речной сети. Часть эрозионных систем закономерно трансформируется, приобретает бóльшую детальность. От некоторых мелкомасштабных эрозионных систем остаются только фрагменты, понять которые можно только изучая их в еще более мелких масштабах. Выявленные эрозионные системы на картах крупного масштаба переносят на отдельный чертеж, после чего приступают к структурно-тектоническому осмыслению полученных результатов. При этом данные эрозионно-структурного анализа сопоставляются с данными, показанными на ранее составленных разномасштабных геологических картах. Это условие необходимо соблюдать, так как только при этом выдерживается соответствие рангов сравниваемых геологических структур. На предварительно интерпретированную эрозионно-структурную карту с геологической карты переносятся линии тектонических нарушений. При этом оказывается, что значительная их часть расположится или параллельно, или на продолжении эрозионных структур. Их сопоставление подтверждает большую информативность предлагаемого метода эрозионно-структурного анализа.

В 1973 г. А. Б. Русанов и Л. А. Ярбова разработали концентрически-радиальную палетку путем наложения которой на анализируемую топографическую карту можно выявить кольцевые структуры. Использование палетки обеспечивает достаточно объективную оценку круглых эрозионных систем и позволяет пользоваться статистическими методами.

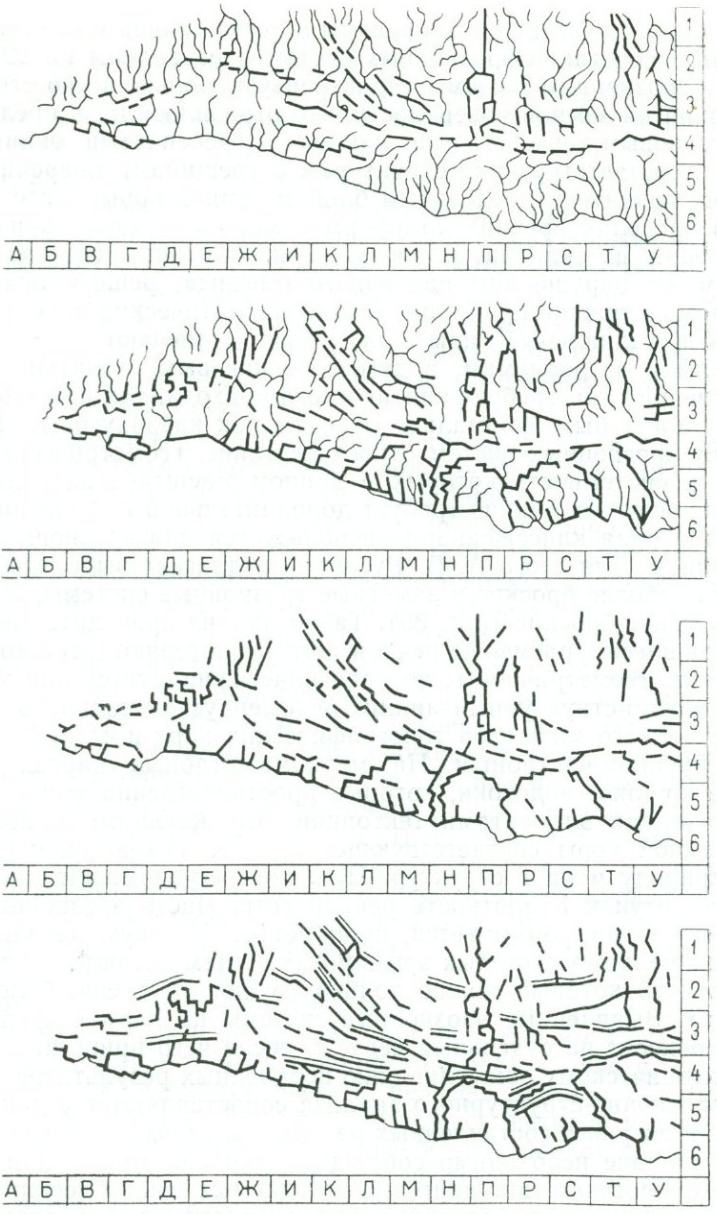


Рис. 39. Применение эрозионно-структурного анализа для северо-западной части Большого Кавказа. По А. Б. Русанову

Морфографический метод имеет большое значение для выявления локальных куполовидных и линейных структур. Разломные структуры разных типов отражаются в прямолинейных морфографических элементах, выявляющихся на топографических картах, аэрофотоснимках и космических снимках. Заложившиеся в далеком геологическом прошлом системы разломов способны или консолидироваться, или частично оживать в условиях меняющейся общей динамической обстановки. Консерватизм основных докембрийских разрывных нарушений, их «просвечи-

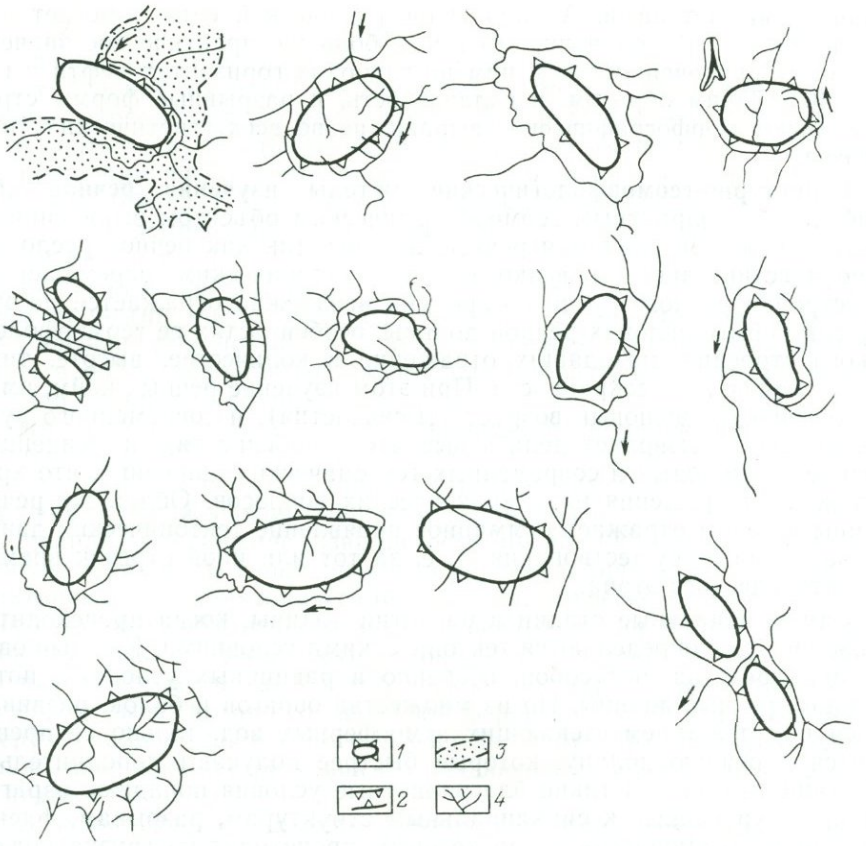


Рис. 40. Рисунок гидросети и локальные структуры:
1 — локальное поднятие; *2* — локальный прогиб; *3* — поле аллювиальной аккумуляции; *4* — очертания гидросети

вание» сквозь осадочный чехол и отображение в геоморфологии в настоящее время достаточно убедительно доказаны высокой сходимостью геофизических, геологических и геоморфологических данных и подтверждается результатами глубокого бурения. Геоморфологические признаки разрывных нарушений для древних платформ проявляются в: спрямлении участков речных русел и долин; сгущении и клиновидно-асимметричном рисунке гониобазит; резком изгибе изобазит; сгущении ориентировки речных стволов; аномальной «встречной» ориентировке притоков, *резкой асимметрии речных долин и бассейнов*; *прямолинейных* очертаниях границ между генетическими разностями отложений флювиального ряда; наследовании прямолинейными участками погребенных долин; приуроченности карстовых, суффозионных и оползневых форм рельефа к определенным линиям; резкой смене мощностей неогеновых и четвертичных отложений вдоль узких зон; скачкообразном изменении градиентов современных и неотектонических движений в узких полосовых *зонах* [63]. *Морфологически большинство перечисленных признаков* имеет отчетливо выраженный линейный характер, отражая линейные элементы природной среды.

Предполагаемые разрывные структуры, выделенные морфографическими приемами, требуют проверки и обоснования другими геолого-гео-

физическими методами. Анализ гидрографической сети помогает выявить и локальные поднятия, что имеет большое практическое значение в связи с приуроченностью к ним на глубоких горизонтах нефти и газа (рис. 40). Таким образом, и складчатость, и разрывные формы структуры имеют морфографическое выражение во всех генетических типах рельефа.

Структурно-геоморфологические методы изучения речной сети. Наиболее благоприятным геоморфологическим объектом выявления новейших движений являются речные долины, так как речное русло особенно чувствительно ко всякого рода тектоническим перемещениям. Перестройка речного русла во времени неизбежно отражается на морфологии поймы, склонах речной долины, особенностях ее геоморфологического строения, находящих отражение в количестве, высоте, типах речных террас и их сохранности. При этом изучение речных пойм, имеющих обычно голоценовый возраст (тысячелетия), и современного русла (десятилетия) позволяет делать вывод об особенностях и тенденциях проявления молодых и современных тектонических движений, что крайне важно для решения ряда практических вопросов. Облик же речной долины в целом отражает суммарное проявление тектонических движений за время ее существования, т. е. за тот или иной отрезок времени неотектонического этапа.

Самые начальные стадии в развитии долины, когда происходит ее заложение, уже определяются тектоническими условиями. Каждый овраг и балка представляют собой, особенно в равнинных условиях, потенциальные речные долины. Но из множества оврагов и балок, развивающихся под действием стекающих атмосферных вод, только те превращаются в речную долину, которые быстрее получают дополнительное подземное питание. В такие благоприятные условия попадают овраги и балки, приуроченные к синклинальным структурам, разрывам, флексурам, зонам трещиноватости, по которым происходит разгрузка подземных вод. В дальнейшем речные долины приспосабливаются к активным тектоническим структурам.

Крупные структурные формы определяют особенности строения речных долин и планового их расположения в пределах речного бассейна или значительной его части; выражение в рельефе мелких, локальных структурных форм во многом зависит от соотношения интенсивности тектонических движений и экзогенных процессов и в значительной мере от величины флювиального потока. Потоки с достаточной энергией способны нивелировать растущие поднятия, и признаки структурной формы выражаются в морфологии русла, фациальных особенностях, мощностях аллювия и деформациях склонов и террас. Мелкие потоки, не способные целиком размывать растущую структурную форму, врезаются в нее, изменяя плановый рисунок водотоков. При тектонических построениях следует учитывать соотношения других рельефообразующих факторов.

Геоморфологический анализ эрозионных долин в целях выявления неотектоники сводится к структурной интерпретации их планового рисунка и морфологии, к рассмотрению сочленения склонов долины, водораздельных пространств, типов речных террас, изучению особенностей коренных склонов долины, строения поймы, продольного профиля террас, поймы и русла. Для анализа используются топографические карты, аэрофотоснимки, космические снимки, геологические данные всех типов, полевые исследования.

Изучение морфологии долин помогает лучше понять неотектонические движения. При наличии однородных литологических и гидрологических условий случаи сужения долины могут рассматриваться как признак пересечения ею положительной структуры; расширения долин часто соответствуют отрицательным структурным формам. При превышении эродирующей деятельности речного потока над тектоническим поднятием (складка, блок) образуется долина прорыва, или антецедентный отрезок долины. Такое соотношение возможно либо при значительной мощности водного потока и большой величине уклона русла, либо при слабо выраженном росте поднятия, пересекаемого рекой. При быстром поднятии тектонической структуры в подвижных областях река прокладывает себе новый путь, покидая прежнюю долину, разрабатывая новую в обход возникшего препятствия. Образуется особый тип висячих, или покинутых долин.

На участках, испытывающих поднятие, меандрирующая река закрепляется, углубляя свое русло. Образуется как бы меандрирующая речная долина. При неравномерных тектонических движениях в процессе поднятия боковая эрозия сменяется глубинной и наблюдается спрямление меандр, уменьшение извилистости русла. Образуются врезанные древние меандры. В своем развитии речные долины приспосабливаются к активным в неотектонический этап тектоническим структурам, чем объясняются изгибы речного русла и речных долин в пределах как подвижных, так и тектонически устойчивых областей. В таких случаях отмечается согласованный изгиб нескольких параллельно текущих рек, что может быть связано со сдвиговой деформацией по зоне разлома или с периклинальной частью погружающейся структуры. В других случаях параллельно текущие реки как бы раздвигаются разрастающимися поднятиями.

В соответствии с указанными соотношениями меняется глубина эрозионных долин. При пересечении рекой поднятий глубина долины увеличивается. Сами поднятия получают прямое выражение в рельефе. Задачей полевого исследования является установление происхождения локальных изменений, ширины и глубины речных долин с выявлением структуры геологического субстрата и влияния литологии горных пород.

Интересные выводы может дать изучение асимметрии междуречных пространств. Симметричные междуречья указывают не только на геоморфологическую молодость данного района, но и на однозначность тектонических движений. Асимметричные междуречья являются свидетелями геоморфологической зрелости рельефа и неотектонической активности. На режим (направленность, интенсивность) новейших тектонических движений в ряде случаев указывает также форма профилей водораздельных склонов и самих долин (прямые, выпуклые, вогнутые, ступенчатые, сложные). Причиной асимметрии речных долин может служить неравномерное поднятие берегов. Как правило, реки как бы сползают в направлении наименьшего поднятия или относительного погружения. Но наблюдается и обратное явление — подмыв реками антиклинальных поднятий. Было высказано предположение, что к антиклиналям обычно приурочены положительные аномалии силы тяжести, поэтому они как бы притягивают к себе речной поток. Реальное перемещение, по-видимому, обусловлено соотношением величины горизонтального градиента силы тяжести и действия сил Кориолиса, вызывающих смещение рек в северном полушарии вправо. Со временем, в связи с неравномерными поднятиями, направление перемещения может измениться, что в конечном итоге скажется и на морфологии речной долины.

При проявлении дифференцированных тектонических движений, особенно в подвижных областях, образуются речные перехваты. Речные системы оказываются устойчивыми в условиях проявления равномерных движений. Перестройка структурного плана неизбежно вызывает и перестройку речной сети, которая может быть связана также с проявлением вулканизма, оледенением и другими явлениями. Основная же причина перехватов заключается в различной эродирующей способности рек, зависящей от различия в уклонах их русел, обычно обусловленных размахом тектонических движений, а также величиной расстояния между водоразделами и местным базисом эрозии. Далеко не всегда можно объяснить перехват влиянием тектонических движений, однако он может на таковые указывать. Поэтому необходим тщательный полевой и камеральный анализ комплекса самых разнообразных фактов.

О проявлениях новейших движений земной коры говорит и анализ деформаций продольного профиля русла реки в виде профиля меженного уреза воды, высотные отметки которого или снимаются с топографических карт, или получаются посредством инструментальных работ с увязкой их с данными гидропостов. Выявить тектонические движения можно путем анализа аномальных участков продольного профиля реки и составления карты уклонов русла рек. Для этого через точки отметок уреза воды проводят плавную линию, отсекающую аномально повышенные и пониженные участки профиля, и строят карты в изолиниях, соединяющих точки равных высот в соседних долинах. Впервые этот прием использовали М. М. Жуков и Г. И. Раскатов в Карпатах, позже его применяли М. С. Кожурина и Ю. А. Мещеряков.

Увеличение уклона русла обычно связано с участками поднятий. Однако к такому выводу можно прийти только после оценки для каждого конкретного участка всех факторов, влияющих на выработку продольного профиля. Причинами появления аномальных падений могут быть неоднородность литологического состава пород, прорезаемых рекой, скопления перлювия в русле (например, валунный материал, вымытый из морены), особенности гидрологического режима рек и др. Карты уклонов гидрографической сети и последующий анализ участков аномальных падений русел рек позволяют судить о тектонической активности структурных форм, пересекаемых реками. Как правило, аномальные зоны приурочены к зонам повышенных градиентов современных движений земной коры и оконтуривают структуры различного порядка. Прямолинейные зоны аномальных участков могут соответствовать разрывным нарушениям или флексурам. Правильность таких выводов для разных районов может быть подкреплена повторными высокоточными нивелировками, которые за короткий срок наблюдений выявляют подвижность земной коры [40; 56; 57].

Для расшифровки современных и молодых движений может быть применен метод составления карт изодеф (карт изолиний деформаций продольных профилей), разработанный Н. Г. Волковым [57] и основанный на сопоставлении реально существующих продольных профилей русел рек с математически рассчитанными их геометрическими аналогами.

Значения относительной деформированности продольных профилей используются для построения карт изодеф. Полученная при анализе продольных профилей информация распространяется на всю площадь исследования и количественно определяется амплитуда тектогенных деформаций. Составление карт изодеф основывается на сопоставлении современной водной поверхности русел рек с недеформированной теоретической поверхностью, которая могла существовать в природе при от-

носительно стабильных тектонических условиях (в голоцене). Анализ карты изодеф позволяет установить согласованность характера и форм топографических продольных профилей со структурными особенностями территории; выделить ряд деформаций профилей, предположительно отвечающих поднимающимся локальным участкам земной коры с повышенной тектонической активностью в голоцене; определить тектоническую активность относительных поднятий, уже известных по геологическим и геофизическим данным локальных структур; установить различную степень их тектонической активности.

Таким образом, ступенчатость профиля (с учетом всех влияющих факторов) может свидетельствовать о пересечении рекой активных структурных форм. Вогнутый тип кривой продольного профиля характерен для рек, истоки которых находятся в области поднятия, а низовья — в области опускания (обычно горные реки). Прямолинейный или слабо вогнутый профиль свойствен платформенным, равнинным рекам. Выпуклый профиль характеризует реки, протекающие в областях сводовых и сводово-глыбовых поднятий (щиты, орогенные области). При пересечении рекой структурно разнородной территории продольный профиль имеет сложную форму.

Анализ поймы позволяет установить современные и молодые (голоценовые) движения. Обычно на крупных и средних реках пойма имеет два (или более) уровня — низкую пойму, заливаемую ежегодно, и высокую пойму, заливаемую только в высокие паводки. Особенно это типично для равнинных рек. Широкое развитие высоких пойменных уровней и узкие молодые поймы, по мнению Г. А. Абраменка [56], характерны для врезающихся рек и могут указывать на активное новейшее поднятие. Локальные участки расщепления пойменной поверхности и развития высокой поймы как первой стадии формирования надпойменной террасы обычны для активных поднятий. Встречающиеся на пойме останцы надпойменной террасы могут быть обусловлены наличием в их районе положительных локальных структур. Тектонические поднятия в долинах рек фиксируются также цокольным строением поймы, у которой пойменные отложения очень маломощны и лежат на более древних аллювиальных или коренных породах. Иногда цокольные поймы обусловлены выходами в русле трудноразмываемых пород.

Сравнение планового рисунка извилистости русла в пойме путем сопоставления топографических карт, аэроматериалов позволяет выявить изменение извилистости русла за десятки, первые сотни лет. Как показал в 1971 г. А. П. Рождественский, в Башкирии за 100-летний период участки уменьшения извилистости русел оказались приуроченными к положительным структурам. Показателем современной направленности развития русловых процессов, по Н. К. Маккавееву и Р. С. Чалову, является рост островов. Наращивание острова вниз по течению (трансгрессивный рост) является признаком современного развития эрозионных процессов; при обратном росте острова (регрессивный рост) преобладают процессы аккумуляции. На тектонические движения указывают также типы стариц: меандрического типа, типа протоков. Последние отражают проявление положительных движений [40].

На возможное проявление новейших тектонических движений могут указывать реликтовые русловые формы, древние береговые валы и другие элементы рельефа поймы. По ним можно восстановить историю перестройки гидрографической сети (перехваты, локальные боковые смещения русел и пр.). Подобные явления, как указывают Л. К. Зятькова

и др., наблюдаются не только на уровне современной поймы, но и в пределах надпойменных террас.

В условиях широких пойменных поверхностей с преобладанием интенсивной аккумуляции голоценовые и современные движения выявляются по степени вертикального расчленения пойменной поверхности. Область максимального блуждания русла и избыточного накопления пойменного аллювия окаймляет растущую структуру, а в пределах собственно поднятия эти процессы протекают менее интенсивно. Для выявления поднятий в 1967 г. В. Я. Троцюк предложил составлять карты морфоизопахит, количественно показывающие степень вертикального расчленения пойменной поверхности.

Известно, что на участках молодых поднятий происходит положительная деформация продольного профиля водотока, сопровождающаяся глубинной эрозией. Здесь пойма сужена. В местах опусканий с отрицательными деформациями продольного профиля преобладают аккумуляция, боковая эрозия, водоток меандрирует и пойма значительно расширяется. Для количественной оценки аномалий ширины пойм в 1962 г. Ю. Н. Кулаковым был разработан метод построения карт аномалий ширины пойм. Было введено понятие «нормальной» ширины поймы как среднеарифметического значения ее для данной территории в зависимости от суммарной длины водотоков вышележащей части бассейна. Для определения ширины поймы было предложено строить специальный график фактической зависимости ее от суммарной длины водотоков вышележащего бассейна, выраженной полем фигуральных точек и осредненной кривой. На основании графика вычисляется коэффициент, выражающий отклонение «нормальной» ширины поймы от реальной. Выявляется аномалия ширины поймы. Полученные коэффициенты в совокупности позволяют судить о направленности и интенсивности голоценовых тектонических движений [57]. По полученным данным строится карта аномалий ширины поймы в изолиниях.

Изучение речных террас дает основной материал для заключения о тектонических движениях и новейших деформациях во внутренних частях континентов. Образование террас связано: с изменением положения базиса эрозии, тектоническими движениями и изменениями климата. При неравномерных поднятиях суши изменяется уклон реки, живая сила реки будет увеличиваться (уменьшаться), но не прямо пропорционально тектоническим движениям, а соответственно законам гидрологии отражаясь на изменении скорости течения в квадрате. Будет проявляться глубинная эрозия, формироваться терраса. При очень интенсивном поднятии русло реки будет быстро углубляться, не успевая расширяться, и образования террас может не произойти.

Выводы о новейших движениях земной коры можно делать, основываясь на изучении не только речных, но и так называемых климатических террас, часто сложенных флювиальными склоновыми или делювиальными отложениями. Формирование их связано с изменениями полноводности потоков, обусловленными региональными климатическими факторами. Последние же в значительной мере обусловлены тектоническими движениями. Нередко терраса нацело бывает уничтожена вторичными процессами. Тогда от них (особенно в горных областях) остаются внешние участки, которые называют «плечами террас». Последние указывают на былое положение уровня древнего размыва и могут считаться также надежным репером.

Н. И. Маккавеевым экспериментально доказано, что вследствие только климатических изменений, влияющих на транспортирующие спо-

собности потока, могут образовываться «хордовые» террасы. Они наиболее выражены в среднем течении реки и, постепенно затухая, распространяются к верховьям и устью.

Особенностью развития речных долин является чередование вреза и заполнения, что находит выражение в террасовых уступах и слагающих их аллювиальных телах. А. В. Кожевниковым, М. П. Гричуком, А. И. Спиридоновым выявлена ритмичная смена теплых и холодных, влажных и сухих климатических условий, отражающихся на формировании «теплого» и «холодного» аллювия, связанного с чередованием ледниковых и межледниковых эпох. В. Г. Беспалый, Ю. М. Васильев, Г. Ф. Мирчинк и др. считают, что в долинах Северной Евразии нижняя часть аллювиальных тел формировалась в условиях теплого климата, способствовавшего развитию растительного покрова и уменьшению твердого стока; верхняя часть — преимущественно в условиях похолодания, когда был скудный почвенно-растительный покров и проявлялось интенсивное промерзание, усиливавшее снос обломочного материала. Климатическая ритмичность, влиявшая на особенности проявления эрозионных процессов, накладывалась на ритмичность тектонических движений. Поднятия вызывали врезания, переуглубления речных долин; опускания сопровождались выполнением их аллювием и другими генетическими типами новейших отложений. Такая закономерность, как считают А. А. Асеев, Г. И. Горецкий, Г. В. Обидиентова и др., широко распространена.

При изучении террас обращают внимание на их тип (эрозионные, цокольные, аккумулятивные — прислоненные, вложенные, погребенные). Для выявления характера новейших тектонических движений нужно учитывать не только формы рельефа, но и их геологическое строение, историю геологического развития речной долины. Для этого используют визуальные и полуинструментальные оценки относительных высот, прокладывая через долину поперечные профили и тесно увязывая их с особенностями геологического строения. Иногда применяют нивелирные или теодолитные ходы и стереофотограмметрические исследования. Для изучения деформаций террас используют также высотомер-автомат, предложенный в 1960 г. М. И. Вольпертом. Широко используются топографические карты и аэрофотоснимки.

Анализ террас (количество, относительные высоты, тип) позволяет восстановить геологическую историю развития долин. О характере неотектонических движений и их количественном выражении можно судить по глубине эрозионного вреза каждой террасы и мощности приуроченного к ней аллювия; при этом необходимо учитывать особенности формирования террас и палеогеографическую обстановку. Различные типы террас свидетельствуют о разном режиме тектонических движений (рис. 41). О величине поднятий какого-либо блока земной коры в первом приближении можно судить по глубине эрозионного вреза от поверхности той или другой террасы до цоколя последующей более низкой террасы. Интенсивность опускания определяется по изменению общей мощности террасовых отложений с учетом нормальной мощности аллювия. Однако нельзя упрощенно принимать глубину эрозионного вреза и величину мощности аллювия за истинные амплитуды тектонических движений, тем не менее глубина эрозионного вреза оказывается в какой-то мере пропорциональной тектоническому поднятию, а величина опускания — мощности террасовых накоплений (с учетом нормальной мощности аллювия, которую следует вычитать из общей мощности аллювиальных накоплений). При этом учитываются: возможные эвста-

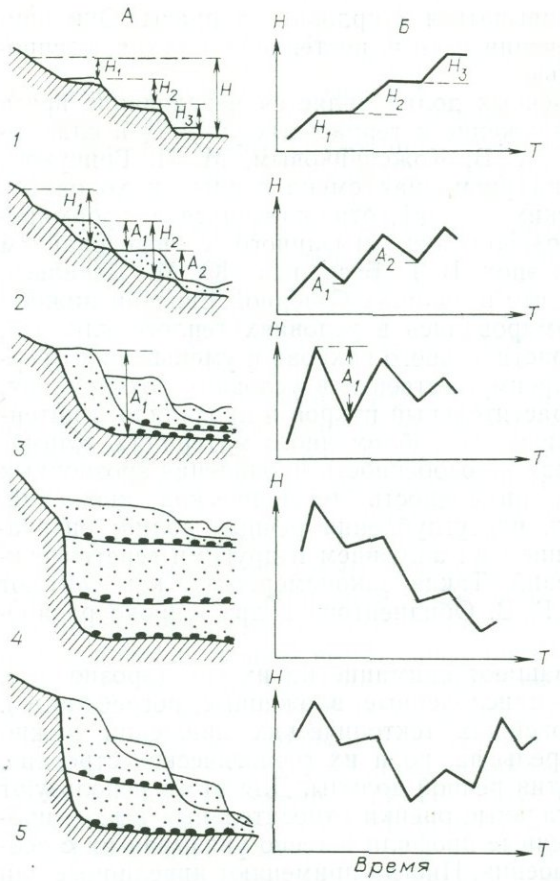


Рис. 41. Отражение режима колебательно-волновых движений в строении речных долин:

А — строение речных долин; *Б* — диаграммы тектонических движений. Долина: *1* — с эрозионными террасами, *2* — с цокольными террасами, *3* — с вложенными аккумулятивными террасами, *4* — с наложенными погребенными террасами, *5* — с разными типами террас. *H* — глубина вреза; *A* — величина аккумуляции

тические колебания уровня моря, куда впадает река; характер потока, зависимый от климатических факторов; величина реки, так как по притокам второго и третьего порядков наблюдается значительное уменьшение относительных высот террас, и т. д. [41].

Важные данные можно получить при анализе деформаций продольных профилей террас и карты деформаций для террас разного возраста. При этом амплитуды деформаций принимаются за амплитуды тектонических движений, а разность деформаций двух смежных по высоте террас — за амплитуду тектонических движений между этапами их образования.

При общем сводообразном поднятии горной страны отметки террас над руслом возрастают вверх по течению, повышаются и расходятся, наблюдается их расщепление. Вниз по течению террасы снижаются и уходят под уровень русла, переходя в погребенные аккумулятивные террасы. В случае выхода реки на прибрежную равнину речные террасы или смыкаются с морскими, или перекрываются морскими отложениями, или подстилаются ими.

В случае пересечения рекой зоны, испытывающей дифференциальные движения относительно друг друга, на разных отрезках развиты террасы с разным строением. В участках с интенсивными локальными поднятиями река течет в глубоком ущелье и террасы сохраняются частично, высота их над урезом воды большая. По строению — это эрозионные, реже цокольные террасы. На участках с менее интенсивными поднятиями террасы хорошо развиты, обладают значительной шириной, преимущественно аккумулятивные или цокольные; относительные высоты их меньше. В участках с погружением широкое развитие приобретает пойменная терраса, мощность аллювия возрастает, долина переуглубляется, выполняется аллювием погребенных террас.

Для выявления современных тектонических движений в речных долинах в 1961—1967 гг. Б. С. Лунев предложил метод изучения гранулометрического и минерального состава аллювиальных отложений. На

участках поднятий происходит увеличение роли крупных фракций аллювия и обогащение его тяжелыми минералами (магнетит, ильменит, рутил и др.). Метод требует большого объема лабораторных литологических исследований и может рассматриваться как дополнительный прием выявления тектонических движений.

Таким образом, формирование речных долин и террас происходило под влиянием: изменений климата, связанных с ним колебаний базиса эрозии (эвстатические колебания) и дифференцированных тектонических движений (определявших общий ход развития речных долин). Роль каждого фактора во времени и в пространстве различна и в каждом конкретном случае требует изучения путем применения комплекса геологических и геоморфологических методов, включая предложенный Г. И. Горецким палеопотамологический анализ с составлением эрозиограмм.

Методы изучения субаэральных и субаквальных дельт. Связь новейших тектонических движений с дельтами была рассмотрена в работах В. К. Курдюкова, В. Г. Рихтера, Н. П. Костенко, Г. А. Абраменок, Ю. А. Улицкого, А. А. Чистякова, А. Ф. Якушовой и др., поэтому нет необходимости детально останавливаться на этом вопросе. Много интересных данных содержится в сборнике, вышедшем в 1979 г. «Дельты — модели для изучения». Принято считать, что изменение роста дельты является показателем движений земной коры. Как правило, они приурочены к областям региональных тектонических опусканий. Выделяют два типа дельт: субаквальные дельты и дельтовые равнины и наземные дельты, тесно связанные с пролювиальными равнинами. Новейшие тектонические движения оказывают весьма существенное влияние на сохранность дельт и скорость их роста.

В зависимости от тектонических условий дельтовые равнины подразделяются на дельты поднимающихся и дельты опускающихся берегов. В первом случае дельты будут формироваться даже при незначительном количестве выносимого реками материала. Размеры дельтовых островов при этом увеличиваются, количество проток сокращается, происходит отмирание заливов, интенсивное выдвижение морского края дельты. На опускающихся берегах дельты отличаются стабильностью морского края, плавными очертаниями, не происходит значительного прироста или уменьшения их площадей (реки Рионы, Висла, Кубань). Облик дельт такого рода изменяется в зависимости от соотношения интенсивности прогибания и количества выносимого обломочного материала. При большом выносе характерен прирост наземной части дельты (реки Миссисипи, По, Иравади, Лена и др.). При полном компенсировании приноса обломочного материала прогибанием дельты отличаются стабильностью морского края (реки Рионы, Висла, Амазонка и др.). При некомпенсированном прогибании формируются эстуарии (при сильном воздействии приливно-отливных течений) или лиманы, в которых отсутствуют значительные приливно-отливные течения (северное побережье Черного моря, низовья Амура, устье Рейна, Мааса и др.).

В пределах отмерших дельтовых равнин обычно позднечетвертичного и голоценового возраста деятельность моря уже не сказывается. С течением времени они подвергаются неглубокому эрозионному расчленению. Приемы выявления локальных тектонических структур на этих территориях аналогичны таковым для аккумулятивных равнин типа речных пойм. В пределах современных развивающихся дельт проявляются устьевые процессы. Они различны в предустьевом взморье, в устьевом участке реки, где поток дробится на рукава или подводные русла,

и приустьевом участке реки, на протяжении которого затухает влияние нагонных или приливных колебаний уровня моря. Все три части резко различаются по гидродинамическим процессам и в геоморфологическом отношении.

В пределах предустьевого взморья устанавливаются подводные древние береговые линии более низких фаз стояния уровня морского бассейна. Береговые линии могут быть деформированы. По размерам деформации можно делать выводы о темпах и направленности тектонических движений. Анализ конфигурации древних береговых линий позволяет судить о пространственном распределении дифференцированных новейших и современных тектонических движений. О проявлении этих движений свидетельствуют: затопленные формы рельефа эрозионного происхождения (русловые борозды и др.), формы рельефа морского происхождения на морском крае дельты (береговые валы и др.), анализ разреза морских отложений по данным буровых скважин и построенные на этом основании карты мощностей и фаций, позволяющие наметить историю новейшего развития района взморья.

В пределах других участков обширных пространств дельт главнейшими геоморфологическими признаками новейших поднятий А. А. Чистяков, Ю. А. Юлицкий и А. Ф. Якушова считают: 1) резкие изгибы и повороты дельтовых рукавов и их бифуркация; 2) значительное увеличение глубины эрозионного вреза дельтовых русел и вследствие этого повышенное гипсометрическое положение контакта русловой и пойменной фаций аллювиальной свиты; 3) миграцию и отмирание дельтовых разливов с образованием осушенных участков, хорошо маркирующихся по характеру растительности; 4) появление реликтовых форм рельефа недельтового происхождения с повышенными абсолютными и относительными отметками (останцы морских равнин, бэровские бугры); 5) уменьшение коэффициента меандрирования; 6) сочетание геоморфологических признаков с дешифровочными особенностями растительного покрова.

Многие крупные реки и связанные с ними дельты формируются и сохраняются в течение длительного отрезка времени. Стабильные пространственные позиции объясняются К. Оллиером воздействием тела дельт на изостатические процессы, которые определяют стабильность положения областей размыва и седиментации районов дельт.

Наземные (субаэральные, сухие) дельты [46] формируются у устьев эрозионных форм рельефа в предгорных и межгорных понижениях, в областях с резко выраженным континентальным климатом (гумидные и аридные зоны). Они тесно связаны с новейшими тектоническими движениями. Под воздействием разрастающихся поднятий гор происходит миграция сухих дельт и конусов выноса в сторону центральных частей предгорных и межгорных впадин. О неотектонических движениях говорит форма сухих дельт в плане (рис. 42): одинаковое опускание во всех частях дельты (*а*); более сильное прогибание удаленной от вершины части дельты в направлении, перпендикулярном к склону горного хребта (*б*); то же, в направлении под острым углом (*в*); пережатость, свидетельствующая о двух соседних четковидно расположенных антиклиналях (*г*); наличие в пределах дельты одной синклинали (грабена) или двух соседних четковидных синклиналей (*д*); поднятие антиклинали (горста), пересекающее дельту (*е*). Отрицательные структуры, продолжающие прогибание и в четвертичное время, обычно не выражены в рельефе поверхности, так как они компенсируются осадконакоплением.

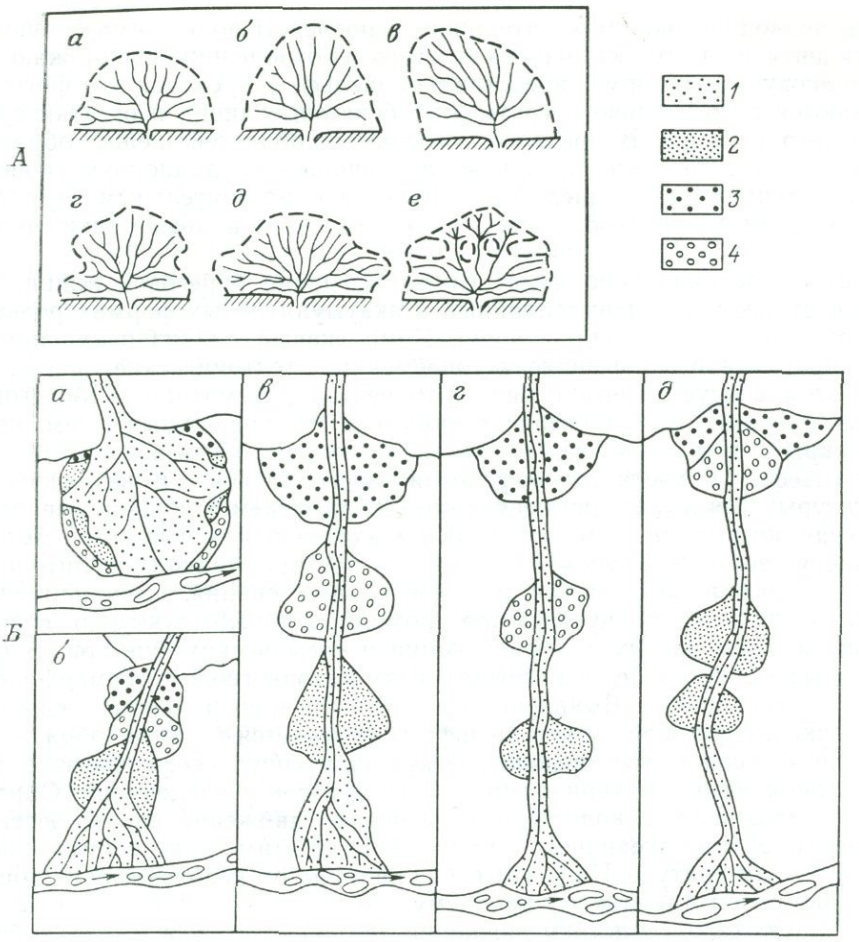


Рис. 42. Форма наземных дельт в различных тектонических условиях

А — по К. В. Курдюкову (*а—е* — типы дельт); *Б* — по Н. П. Костенко: *а* — полное наложение; *б* — частичное наложение; *в* — причленение; *г* — раздельное расположение; *д* — комбинация различных случаев; *1* — современные отложения; *2, 3, 4* — разновозрастные комплексы четвертичных отложений

Иногда они выражаются заболоченными понижениями поверхности дельты.

Характер миграции наземных дельт вниз по течению в условиях поднятий горной страны показан на рис. 42, *Б*. Общие деформации наземных дельт вызываются неравномерным расширением горного обрамления или развитием поднятий в пределах впадин. На молодых пролювиальных равнинах, характеризующихся очень однообразным почти плоским рельефом, основным методом выявления локальных новейших поднятий является анализ планового расположения и глубины вреза временных потоков, которые чутко реагируют на самые незначительные изменения уклонов земной поверхности.

Методы изучения морских побережий и шельфа. Зона современного взаимодействия суши и моря — береговая зона — включает узкую полосу суши, подверженную воздействию прибоя, и часть морского дна, связанного с волновым движением воды. Прилегающая зона относительного поднятия береговых линий называется побережьем, а мелководная

часть подводной окраины материков, непосредственно примыкающая к континенту и в структурно-геологическом отношении продолжающая материковую платформу, представляет шельф, в пределах которого сохраняются относительно погруженные береговые линии и остатки субаэрального рельефа. В пределах складчатых областей шельф образует край континента — всегда узкую абразионно-денудационную поверхность. Таким образом, шельф не является самостоятельным структурным элементом, хотя по этому вопросу имеются и иные точки зрения [71].

Вся описанная зона имеет следы миграции береговой линии, что нашло отражение в денудационных и аккумулятивных формах рельефа и особенностях осадконакопления. Комплексный анализ этих данных позволяет выявить новейшие и современные тектонические движения. При этом следует иметь в виду, что нельзя рассматривать береговые формы рельефа, не принимая во внимание тех подвижных форм, которые скрыты под водой, так же как невозможно понять подводные формы рельефа без учета геоморфологии береговых форм и геологической структуры. Для выявления неотектоники описываемой зоны применяется сложная, комплексная методика. В нее входят описанные выше методы изучения геологии морского дна, анализ донных осадков, их литологии и стратиграфии, применения методов эхолотирования, геолокационных исследований, сейсмоакустическое профилирование, структурно-геологический анализ данных аэрофотосъемки и космических снимков. В пределах береговой полосы применяются все методы геолого-геоморфологических исследований. Выявление неотектоники и современных движений побережья, береговой зоны и шельфа основывается главным образом на различных геолого-геоморфологических признаках, геофизических данных, дополняемых материалами других методов исследований. Определенную сложность в количественные оценки движений вносят эвстатические колебания океанического уровня. Всем этим вопросам посвящена обширная литература [71], что избавляет нас от необходимости дополнительно рассматривать эту проблему.

Общую характеристику движений земной коры в областях побережий могут дать анализ и оценка типа побережий в целом. Однако геоморфологический тип берега не имеет прямого отношения к его современной подвижности. Наиболее ярко отражает тектонический процесс группа погруженных или опущенных берегов. Большинство бухт образуется в результате опускания суши. Чаще всего они развиваются в устьевых частях долин рек. От конфигурации и направления этих долин зависит и тип возникающего берега. В геоморфологии известны несколько таких типов: риасовый, образующийся при затоплении эрозионных долин (бухты имеют вид воронок, расширением обращенных к морю, суженным концом примыкающих к долине); далматский, отличающийся ориентировкой затопленных долин, идущих параллельно морскому берегу; фиордовый, наиболее изрезанный тип берегов, представляющий собой затопленные троговые долины, встречающиеся в областях, подвергавшихся оледенениям; аральский (выделенный Л. С. Бергом и уточненный Б. А. Федоровичем), развивающийся в рыхлых песках и обладающий сложной конфигурацией береговой линии, которая образует лабиринты узких и длинных мысов, чередующихся с такими же заливами, с многочисленными островами, отделившимися от моря озерами. Последний тип, указывающий на отрицательные движения суши, встречается не только в пределах юго-восточной части Аральского моря, но и в других районах (Каспийское море, озеро Балхаш и др.).

Во всех типах опущенных берегов их резко изрезанный контур с многочисленными заливами, бухтами, полуостровами, мысами, островами свидетельствует о направленности тектонических движений к погружению. При этом процессы абразии не успевают выровнять наземный рельеф и море проникает в понижения, затопляя устьевые части речных долин.

Обычно в таких случаях во внешней части прилегающего шельфа наблюдаются следы затопления в виде подводного продолжения речных долин, моренных гряд и других элементов субаэрального рельефа. Нередко затопленными оказываются древние почвенные горизонты, торфяники, погребенные льды, многолетнемерзлые горные породы (Карское море, пролив Лаптева и др.) и т. п.

Геоморфологические и историко-археологические данные позволяют констатировать движения земной коры, их направленность и очень приближенно судить о средней скорости их проявления. Что касается современного процесса изменения положения уровня моря относительно его берегов, то изучение морфологии позволяет лишь установить, происходит геократическое или гидрократическое перемещение береговой линии. Однако и эта задача очень сложная и разрешается она часто весьма противоречиво, потому что в пределах одного берега могут быть признаки как недавнего погружения, так и недавнего поднятия. Делать окончательный вывод о новейшей тектонике можно только по всему имеющемуся фактическому материалу [40]. Такие же рекомендации дает *О. К. Леонтьев, рассмотревший в 1978 г. наиболее часто встречающиеся* ошибки.

При анализе перемещений береговой линии необходимо учитывать соотношение интенсивности денудационных процессов и тектонических движений. При медленном поднятии берега и малой устойчивости слагающих его пород абразия успевает срезать обнажающуюся в результате поднятия поверхность и береговая линия продолжает отступать. Наличие интенсивного процесса денудации может привести к совершенно ошибочным выводам о направленности тектонических процессов. В областях, где проявляется «тепловая денудация» в рыхлых породах, связанных с вечной мерзлотой, или в областях развития ископаемого льда (например, на Новосибирских островах) фактическая убыль берегов колеблется от 0,4 до 2,00 м/год. Некоторые участки Гыданского полуострова за 10 лет вследствие интенсивного разрушения абразией отступили на 1,5—2 км, и на месте берега образовалась отмель глубиной в 1 м. Энергичное проявление денудационных процессов сокращает площадь берегов континентов и островов. Создается впечатление, что суша опускается. В общем случае аккумулятивные берега большей частью отвечают поднимающимся участкам побережий, абразионные — опускающимся.

Изучение поверхностей выравнивания. Одним из основных методов установления неотектонических движений и неотектонических структур, является метод изучения многоярусного рельефа и древних поверхностей выравнивания. Впервые этот метод был применен в условиях многоярусного рельефа Аппалачских гор. Он основан на принципе определения дислокаций не только по какому-либо стратиграфическому горизонту в геологическом разрезе, но и по поверхности пенеплена. Форма искривленной или дислоцированной поверхности указывает на степень развития структуры. Ее восстанавливают исходя из допущения, что поверхность пенеплена соответствует какому-либо стратиграфическому горизонту или, как считал Б. Виллис, структурной поверхности, что тесно

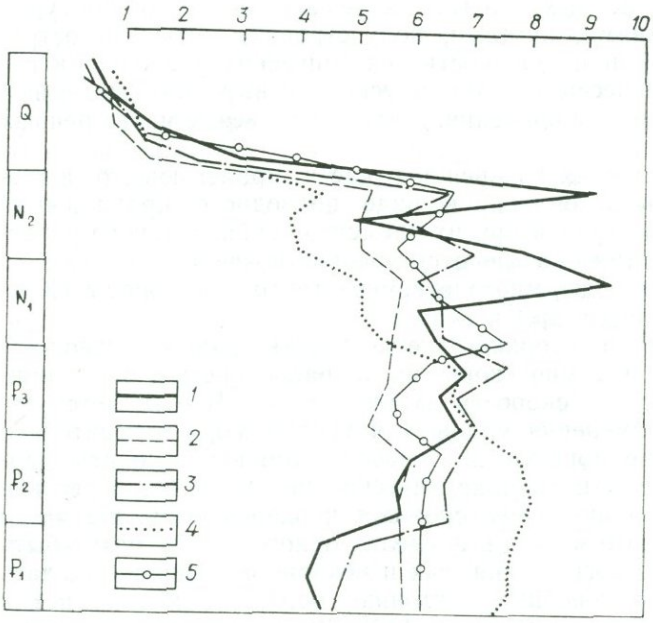


Рис. 43. Возраст кайнозойских поверхностей выравнивания Евразии. По Д. А. Тимофееву

Равнины платформенные: *1* — низкие; *2* — высокие горы; *3* — Урало-Аппалачского типа; *4* — Тяньшаньско - Прибайкальского типа; *5* — мезозойские. На горизонтальной оси — встречаемость сообщений по разным уровням, в процентах

связано с допущениями, которые делаются в отношении осадочных пластов.

Во многих странах существуют денудационные поверхности различного возраста, располагающиеся одна выше другой таким образом, что весь ландшафт приобретает террасированный многоярусный рельеф. Большой фактический материал позволил среди кайнозойских поверхностей выравнивания Евразии выделить ряд уровней, которые помогают в выявлении неотектоники (рис. 43). На графике хорошо выделяются четыре пика, соответствующие четырем эпохам выравнивания: палеогеновой с максимумом в начале олигоцена, позднеолигоцен-раннемиоценовой, позднемиоцен-раннеплиоценовой и позднеплиоцен-раннеплейстоценовой. В течение первых эпох были выработаны поверхности выравнивания, образующие в настоящее время основные площади водораздельных равнин. К этим поверхностям применим закон В. В. Докучаева, который гласит, что в каждом профиле рельефа поверхности, расположенные более высоко, являются и более древними. В большинстве случаев эта закономерность справедлива и в отношении денудационных поверхностей, хотя для некоторых районов Сибири и Урала были показаны и иные соотношения. Разновидность такого многоярусного рельефа представляют так называемые «предгорные равнины» и «нагорные ступени», или «предгорные лестницы», установленные В. Пенком. Предложенный им механизм рельефообразования вызвал дискуссию. Предгорные лестницы представляют денудационные поверхности различной ширины, окружающие горные массивы и вытянутые продольными полосами по его склонам.

Многоярусный ландшафт может быть выявлен путем анализа топографических карт и построения профилей методом, предложенным еще в середине прошлого столетия русским геологом Абихом и на современном уровне науки развитым в 1963 г. Н. П. Костенко. Указывая на разнообразие процессов становления тектонических деформаций в рельефе, Н. П. Костенко отмечает необходимость сопоставления орографических

и структурных форм на профилях для изучения новейших движений [26]. Такие профили при осторожном толковании их вскрывают этажи рельефа, которые справедливо сопоставляются с этапами тектонической деятельности (Б. Л. Личков, Ю. А. Скворцов, Ю. А. Мещеряков, Г. И. Худяков, Н. А. Флоренсов и др.). Сомнение вызывает необходимость выделения Н. П. Костенко поверхностей выравнивания типа предорогенных (доорогенных, исходных), так как они ничем не отличаются от выделяемых этим же автором поверхностей платформенного типа. Критика этих представлений дана Д. А. Тимофеевым.

После В. Пенка В. А. Обручев, М. А. Усов, В. А. Варсанофьева, Д. Д. Наумов, Л. С. Кинг и др. объясняли ярусность рельефа неравноценностью продолжительности отрезков времени, соответствующих этапам тектонической активизации, последующего экзогенного расчленения рельефа и относительного тектонического покоя (рис. 44). Геоморфологический цикл — длительный отрезок времени, в котором выделяются прерывистые стадии. Время выравнивания несколько короче геоморфологического цикла и соответствует не только фазе нисходящего, но частично и восходящего развития рельефа [76].

При выяснении соотношений поверхностей выравнивания с поднятиями следует выделять помимо пенепленов педиплены и другие типы, отличающиеся по происхождению. Не имея возможности более подробно останавливаться на этом вопросе, отметим, что Ю. А. Мещеряковым [31] было предложено расширить понятие выровненная поверхность и включить в него поверхности разного генезиса, получившие название полигенетических (денудационно-аккумулятивных). Однако это не может способствовать, по нашему мнению, их четкому генетическому восприятию.

Формирование денудационной поверхности происходило в условиях фазы или относительного погружения данного участка земной коры (а не воздымания) или его длительного относительно стабильного состояния, за которой следовала фаза подъема. Ввиду того что колебательный характер движений, приводящий к образованию ярусного рельефа, может иметь разные амплитуду и период, образование поверхностей выравнивания может быть связано с движениями разных рангов и иметь разное происхождение и распространение. Как показал в 1981 г. А. Д. Наумов, пенеплены, представляя самостоятельную историко-генетическую категорию рельефа, возникают в результате преобладания экзогенных процессов над эндогенными в стадию перехода складчатой области в платформу (стадию пенепленизации) и приводят к образованию региональных поверхностей выравнивания и действительно являются выровненными. Только они могут считаться реперными (базисными) поверхностями для всех остальных, развивающихся на ней в последующие стадии и в меньших отрезках времени функционирования. Такие поверхности, создающие ярусность рельефа на материковых платформах или в горных областях, имеют более мелкий ранг, иное происхождение, более ограниченное региональное распределение, чем пенеплены, и не могут сравниваться с ними ни по общегеологическому, ни по геоморфологическому значению. Последние в развитии природной системы отражают состояние наибольшей энтропии, что отличает их от всех других крупных генетических категорий рельефа, являющихся результатом направленного развития структуры или резкого изменения климатических условий.

Таким образом, выровненные поверхности не обязательно должны быть пенепленами, знаменующими конечную фазу географического цик-

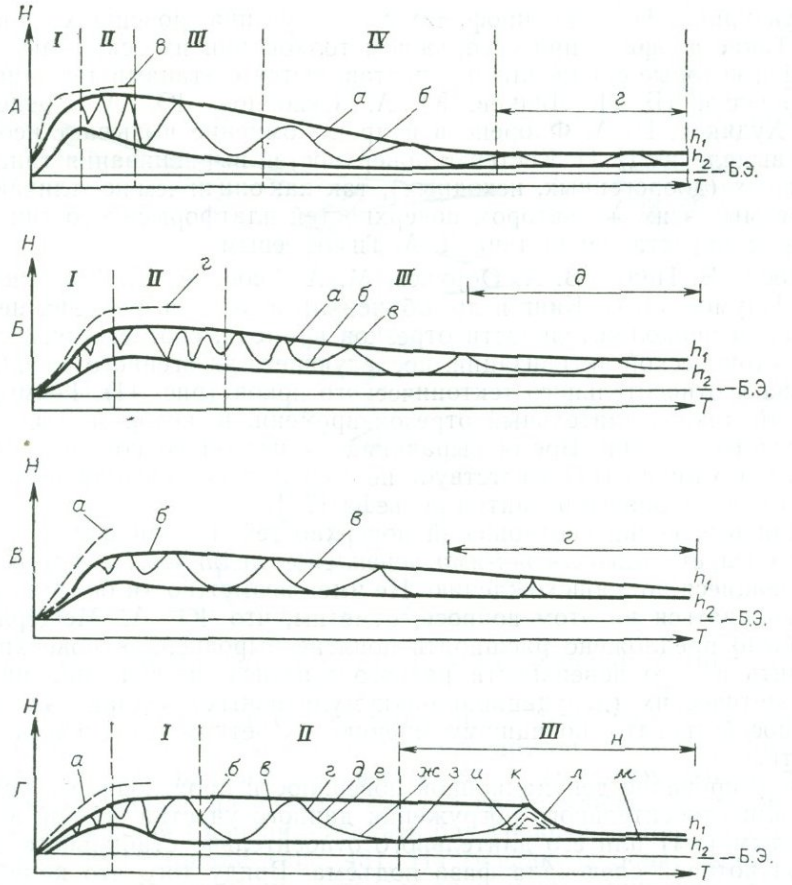


Рис. 44. Модели циклического развития рельефа, показывающие отношения между поднятием и временем. Предполагается, что базис эрозии (Б. Э.) фиксирован в течение всего цикла. По Дж. Б. Торнесу и Д. Брунсдену

А — модель В. М. Дэвиса: *I* — время поднятия, *II* — юность, *III* — зрелость, *IV* — старость; *а* — выпукло-вогнутые склоны долин; *б* — развитие пойм; *в* — поднятие быстрое вначале, затем прекращение поднятия; *г* — пенеплен. *Б* — модель В. Пенка: *I* — развитие восходящее; *II* — то же, постоянное; *III* — то же, нисходящее; *а* — склон гравитации; *б* — склон смыва; *в* — инзельберг; *г* — поднятие, затем прекращение поднятия; *д* — конечная равнина. *В* — модель В. Пенка: *а* — поднятие; *б* — углубление долин до достижения максимума расчленения рельефа; *в* — вогнутые склоны, образуемые параллельным отступанием «наклонных поверхностей»; *г* — конечная равнина. *Г* — интерпретация модели Л. Кинга: *I* — юность; *II* — зрелость; *III* — старость; *а* — общее поднятие, затем его прекращение; *б* — образование форм с постоянно устойчивыми склонами; *в* — отступание склонов; *г* — выпуклая вершина; *д* — уступ; *е* — обломочный склон; *ж* — педимент; *з* — боковая коррозия; *и* — параллельное отступание склонов; *к* — исходная поверхность; *л* — рельеф и склоны, выполаживающиеся только на последней стадии; *м* — бивогнутая конечная форма; *н* — педиплен. *H* — высота; h_1 — то же, наивысших водоразделов; h_2 — то же, днищ основных долин; *T* — геологическое время

ла В. М. Дэвиса. Как показал В. Пенк, они могут быть первичными денудационными (остаточными) равнинами, которые образуются во время поднятия страны. Б. Виллис предложил называть их зрелой поверхностью. Этим термином он обозначал рельеф любой степени зрелости: начальной, полной или сглаженной. Являясь производной денудации какого-то промежутка времени, зрелая поверхность моложе разнообразных структур, которые она срезает. С другой стороны, она древнее всех тех движений, которые ее деформировали или смещали. В этом отношении зрелая поверхность близка пенеплену, образует резкий контраст с интенсивно расчлененными склонами горного сооружения, но отлича-

ется менее законченным воздействием на нее процессов денудации. Она устанавливает промежуток времени, который заключается между двумя эпизодами: поднятием (складчатостью) до образования «зрелой поверхности» и ее последующей деформацией. Это относительные возрастные реперы, позволяющие различать этапы развития данной области.

Более точно условия образования поверхности и ее возраст определяются в случае если она оказывается перекрытой близкими ей по возрасту отложениями. Чаще всего это озерные, аллювиальные отложения, реже морские. Иногда на них образуются коры выветривания. Определение генезиса поверхностей выравнивания — задача крайне сложная. Чаще всего они связаны с воздействием различных денудационных процессов. В разных горных странах количество, возраст и гипсометрическое положение поверхностей выравнивания оказываются разными. В альпийской складчатой зоне денудационные поверхности образовались геологически за короткий промежуток времени — неотектонический этап. В других горных странах возрастной диапазон их значительно шире и среди них различают палеогеновые, меловые и даже юрские поверхности. Многие из них оказываются высоко приподнятыми. Образовавшаяся в геологическом прошлом на незначительной высоте (близ уровня моря), разность гипсометрических отметок (с введением ряда поправок) позволяет высчитать их общую амплитуду поднятий.

Трудности в определении возраста поверхностей выравнивания помогает разрешить изучение коррелятных им отложений, формировавшихся параллельно с образованием этих поверхностей. Каждой из них в смежных областях аккумуляции соответствуют пачки осадков, выделяющихся литологическим составом. Этапы поднятий, приводящие к оживлению эрозионной деятельности и врезанию речной сети, характеризуются накоплением отложений грубообломочного состава значительной и изменчивой мощности. В них наблюдаются элементы перемыва кор выветривания. Выработка поверхностей выравнивания в разрезе фиксируется мелкообломочными, глинистыми, иногда органогенными или хемогенными отложениями с небольшой и выдержанной по площади мощностью. В районах Средней Азии, Кавказа и других нередки случаи, когда в результате процессов денудации и удаления толщи пород, несогласно залегающей на более древнем фундаменте, происходит «откапывание» ранее образованных денудационных, часто абразионных поверхностей.

В пределах Азии был выделен вершинный уровень (гипфелфлур), проходящий через вершины, которые в большинстве случаев представляют останцовые горы древней эрозионной поверхности или отдельные эродированные вершины, лежащие или несколько выше, или ниже вершинной поверхности. Этот уровень, по А. Пенку, образует как бы гигантский свод, местами с широкой волнообразной изогнутостью. Такие вершинные поверхности наблюдаются и в других горных странах. По мнению К. Оллиера, они свидетельствуют не о едином большом пенеплене, а интеграционно отображают прежние уровни денудации, в настоящее время приподнятые в виде широкого свода. В Альпах это поднятие датируется поздним плиоценом и плейстоценом.

Дополнительные структурно-геоморфологические методы выявления неотектоники. Для выявления новейших тектонических движений и новейших тектонических структур используются и некоторые дополнительные приемы и методы геоморфологии. Кратко отметим некоторые из них.

Изучение положения современной снеговой линии и древних оледенений, а также наблюдения над вечной мерзлотой могут дать материал по новейшим тектоническим движениям. Известны случаи изменения величины депрессии снеговой границы, которое невозможно объяснить только климатическими особенностями, и приходится предположить проявление новейших (после эпох оледенения) движений земной коры. Так К. К. Марков объясняет более низкое положение снеговой границы на южном склоне Ферганского хребта по сравнению с северным. Аналогичные примеры описаны для Восточного Памира (Кашгарские горы), для восточной окраины Тибета, для Гималаев, Альп и др. [29]. При рассмотрении величины депрессии снеговой линии для более древних оледенений необходимо принимать во внимание не только движения, которые были позднее последнего оледенения, но и предшествовавшие ему. А. И. Попов считает, что формирование мощных толщ каменного льда, образование которого связывается с морозобойными трещинами в грунте, развивается в условиях погружения аллювиальных равнин.

На проявление тектонических поднятий указывают следы древнего карста. На Кавказе, в Крыму уровни карстовых пещер значительно приподняты над уровнем русла рек. Во многих местах на поверхности обнажаются древние сталагмиты, некогда образовавшиеся в карстовых полостях и заполнившие их. Определение возраста карста требует применения в каждом отдельном случае историко-геологических и палеогидрогеологических методов, только после этого можно говорить о новейших тектонических движениях.

Положение и распространение одновозрастной древней коры выветривания латеритного или каолинового типа позволяют говорить о проявлении новейших движений. Кора выветривания формируется в условиях определенного климата, мало контрастного режима тектонических движений и преимущественно пенепленизированного рельефа, невысоко приподнятого над уровнем моря (100—200 м). Встречаемые на разных высотах остатки древних форм рельефа с корой выветривания указывают на последующую деформацию земной поверхности.

Выявление неотектоники в условиях эолового рельефа песчаных пустынь весьма затруднено. Задача сводится к обнаружению тектогенно обусловленных элементов эолового рельефа. Это достигается подробным ландшафтным и историко-геологическим изучением. Облик и интенсивность развития эолового рельефа определяются свойствами геологического субстрата, местными особенностями режима и динамики приземного слоя воздушных потоков, обусловливаемых характером доэоловой подстилающей поверхности, длительностью воздействия эоловых процессов в их взаимодействии с тектоническими движениями. При этом раздельно изучают крупные формы эолового рельефа, обычно оказывающиеся неэоловыми по своему генезису и имеющие в основном тектоническую природу. Часто они развиваются на первичной аккумулятивной поверхности, в различной степени измененной экзогенными процессами и тектоническими движениями. Более мелкие формы рельефа, связанные с деятельностью ветра, являются наложенными.

Выяснение степени участия каждого из факторов в создании крупных черт рельефа песчаных массивов, общей направленности развития рельефа на доэоловой и эоловой стадиях, выделение из них тектонической составляющей — главнейшие задачи неотектонического анализа эолового рельефа. Решать их очень трудно из-за отсутствия каких-либо четких критериев между аэродинамическими условиями формирования разных категорий эолового рельефа и тектоническими деформациями.

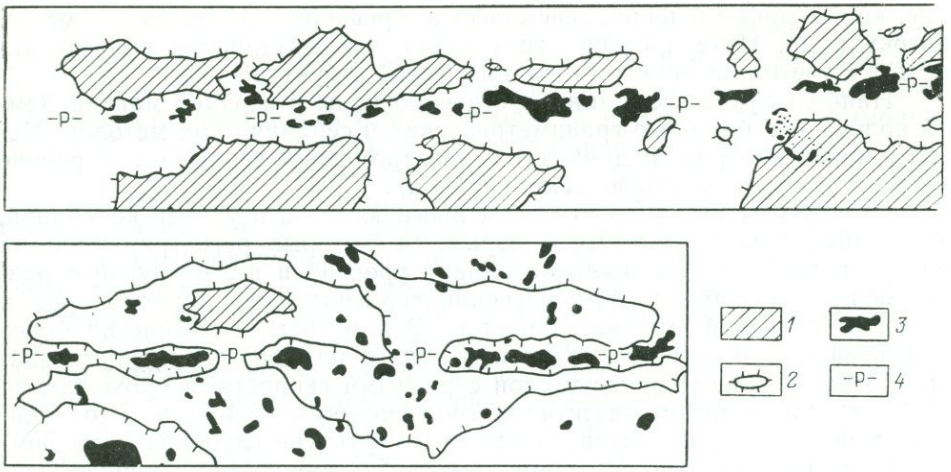


Рис. 45. Примеры линейного расположения такыров вдоль зоны разлома Устюрт. По Л. П. Полкановой и В. В. Шолохову

1 — увалы и возвышенности плато; *2* — долинообразные понижения; *3* — глинистые такыры; *4* — простирание предполагаемого разлома

Вместе с тем такие связи намечаются между локальными проявлениями тектонических движений и морфологическими особенностями эолового рельефа. Растущие локальные поднятия нарушают аэродинамические и гидрогеологические условия, что отражается на распределении котловин выдувания, появлении в пониженных местах коренных горных пород, появлении смешанных морфогенетических типов песков, распределении солончаков, такыров и пр. [57].

В. П. Мирошниченко, Б. А. Федорович, Л. П. Полканова, Ю. М. Клейнер и др. предполагают, что в песчаных массивах дефляция сильнее проявляется на участках, испытывающих новейшие движения положительного знака. В массивах, полностью образованных подвижными песками, тектоническая интерпретация крупных форм рельефа очень трудна. Разрывные деформации выявляются прямолинейностью (рис. 45), большой интенсивностью и вытянутостью форм эолового рельефа и границ различных морфогенетических типов и элементов ландшафта песчаных пустынь.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ, АЭРОМЕТОДЫ И КОСМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ НЕОТЕКТОНИКИ

Геофизические методы. В последнее время хорошо установлены корреляционные связи между интенсивностью и направленностью новейших тектонических движений и формами рельефа земной поверхности (особенно крупными), мощностью земной коры, ее геофизическим строением. Эти вопросы освещались Р. М. Деменицкой, Н. А. Беляевским, А. А. Борисовым, И. А. Резановым, Ю. К. Щукиным и др.

Применение геофизических методов — необходимый элемент современных неотектонических исследований. Они позволяют выявить характер тектонических движений, понять глубинное строение крупных морфоструктурных элементов. Исходным материалом для исследований являются карты гравитационных и магнитных аномалий, гравитационные и магнитные профили, кривые вертикального электрического зондирова-

ния, карты сопротивлений, сейсмические профили, данные по тепловому потоку и др. Интерпретация всех указанных материалов должна даваться с учетом особенностей геологической структуры.

Наибольшую информацию о строении коры и верхней мантии Земли получают с помощью гравиметрических и сейсмических методов. Методы магнитометрии, радиометрии, электрометрии вскрывают строение недр на относительно небольших глубинах.

Сейсмические методы основываются на изучении колебаний, вызванных землетрясениями и взрывами, которые регистрируются на поверхности Земли специальной аппаратурой. Они имеют лучшую разрешающую способность при изучении горизонтально-слоистых сред и обладают большей чувствительностью. Эти методы геологически более эффективны при изучении осадочных чехлов платформ и крупных впадин. Отражающие границы и слои с разными скоростями прохождения упругих волн точно соответствуют геологическим границам. Это единственный метод, дающий информацию о структуре глубоких недр Земли. Природа сейсмических границ трактуется по-разному. Спорные данные дают эти методы в отношении латеральных неоднородностей. Менее информативны они в условиях кристаллического фундамента, нередко входя в противоречие с гравиметрическими данными, которые для таких районов имеют лучшие результаты. Широко используется метод детальных профильных сейсмических исследований (ПСН) и метод глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ), выявляющих строение литосферы до глубин 250 км и более. Метод ГСЗ является одним из основных в выявлении строения верхней мантии. Применение сейсмических методов открывает возможности для изучения соотношений глубинных и поверхностных геологических структур, в том числе новейшего этапа развития. Методы эхолотирования и сейсмоакустический были рассмотрены выше.

Гравиметрический метод основывается на различной плотности горных пород, выявляя конфигурацию геологических тел. Наблюдаемые на поверхности величины в виде градиента силы тяжести и кривизны эквипотенциальных поверхностей позволяют определить контуры и характер изменения подземного рельефа горных пород, отличающихся по своей плотности. В этом отношении данные гравиметрии более отвечают геологическому содержанию, так как в большей мере определяются составом пород, слагающих геологическое тело. Гравиметрическими данными необходимо пользоваться осторожно и обязательно в комплексе с другим геолого-геоморфологическим материалом.

Не всегда можно объяснить гравиметрический фон геологическим строением того или иного района. Следует учитывать, что карты изоаномал, построенные геометрическим путем по редкой сети гравиметрических наблюдений, могут привести к крупным ошибкам в понимании структуры. Располагая только данными маршрутной гравитационной съемки, необходимо пользоваться не картами изоаномал, а отдельными точками наблюдений и обязательно привязывать их к конкретной поверхностной структуре на геологической карте (А. Л. Яншин). Как указывает В. А. Магницкий, современное гравитационное поле отражает в известной мере весь предыдущий путь развития Земли и может рассматриваться как историко-геологическая категория, позволяющая проникнуть в историю развития земной коры. Гравитационные аномалии (в редукции Буге) определяются тремя основными факторами: толщиной земной коры, рельефом и новейшими вертикальными движениями земной коры.

Некоторые конкретные пути интерпретации аномалий силы тяжести для установления истории развития рельефа были даны К. К. Марковым [29]. Совместный анализ гравитационных и геоморфологических данных можно рассматривать как своеобразный метод анализа взаимодействия эндогенных и экзогенных сил в историческом разрезе [31]. Это вытекает из того, что аномалии силы тяжести отражают баланс вещества (избыток его или дефицит), сложившийся на определенных участках земной коры в виде длительного взаимодействия тектонических поднятий и опусканий и денудационно-аккумулятивных процессов. Другим выражением того же взаимодействия служат крупные формы рельефа. Помимо оценки знака и величины баланса вещества, сложившегося в ходе развития отдельных участков земной коры, гравиметрические данные позволяют подойти к выяснению природы глубинных процессов, в результате которых сформировались крупные морфоструктурные элементы. Таковыми могут быть как медленные процессы перемещения подкорового вещества в горизонтальном направлении, так и процессы уплотнения и разуплотнения вещества. С привлечением гравиметрических материалов решаются вопросы проявления изостазии, в частности гляциоизостазии и гидроизостазии, а также квазиэластических движений.

Анализ гравиметрических данных показывает, что региональные гравитационные аномалии, не связанные с мощным осадочным покровом, обусловлены различиями в толщине земной коры. Гравитационный минимум в областях новейших поднятий связан с утолщением земной коры; гравитационный максимум в области депрессий — с уменьшением мощности. Таким образом, крупные неотектонические структуры (поднятия и впадины), созданные новейшими тектоническими движениями, отражают процесс изменения мощности земной коры. При изучении коры и мантии используются корреляционные связи между плотностью и скоростью упругих волн. До глубин 5—7 км эта корреляция наиболее разноречива. Глубже — становится более устойчивой вследствие закрытия пор под влиянием литостатического давления ($\sim 10^8$ Пз). С увеличением скорости упругих волн (более 8 км/с) сопоставление ее значений со значениями плотности становится малообоснованным.

Магнитометрический метод близок к предыдущему. Он основывается на различии магнитной проницаемости пород. По данным магнитометрии рассчитываются глубины залегания верхних и нижних кромок тел, образующих аномалии. Данные магнитометрии позволяют изучить структуру земной коры до глубин не более 10—20 км и оценивать глубину залегания точки Кюри (температура около 600 °С), ниже которой горные породы становятся немагнитными. Данные магнитометрии помогают прослеживать зоны глубинных разломов.

Широкое развитие получил палеомагнитный метод. Палеомагнитные исследования широко применяются для изучения аномального магнитного поля океана. Возможность исторической интерпретации этих данных позволила Ф. Вайну и Д. Мэтьюзу использовать их для глобальной гидромагнитной съемки. За последние 10—15 лет получена совершенно новая информация о возрасте дна и истории эволюции литосферы современного Мирового океана. Геологическая природа аномального магнитного поля океана объяснялась преобладанием остаточной намагниченности над индуктивной у пород, слагающих океаническую кору; существованием инверсий геомагнитного поля и раздвиганием литосферных плит с поступлением новых порций мантийного вещества в рифтовых зонах. Застывание этого вещества происходит в маг-

нитном поле Земли, которое время от времени меняет знак на обратный, и породы приобретают остаточную намагниченность, обратную по отношению к ранее образованным обрамляющим участкам.

Таким образом, благодаря инверсиям главного магнитного поля создается различие в направлении первичной термоостаточной намагниченности океанической коры, которое сохраняется при ее последующих перемещениях в составе литосферных плит по поверхности Земли. Океаническая кора состоит из палеомагнитных тел с переменным знаком, вытянутых параллельно рифтовой трещине и симметричных относительно нее. Гидромагнитные исследования, подтвержденные данными глубоководного бурения, позволили создать абсолютную шкалу инверсий геомагнитного поля в интервале времени от наших дней до наиболее древней коры в пределах ложа современного океана. Благодаря глобальности и быстроте смены знака главного магнитного поля Земли (характерное время одной инверсии — порядка тысяч лет) эта шкала для позднего кайнозоя выглядит очень подробной. Точность абсолютной шкалы времени прямой и обратной полярности главного магнитного поля Земли для ближайших к нам 10 млн. лет определяется в основном точностью K/Ar метода и составляет 2—3 % (по К. Ле Пишону и др.); в более позднем интервале времени кайнозоя — достигает 10 %. Сравнение этой шкалы с биостратиграфическими и изотопными определениями возраста пород, поднятых со дна океана, позволило установить значительные расхождения для шестой магнитной аномалии, которые увеличиваются к 13-й и еще более возрастают к 21-й (43,37 млн. лет по новой шкале, вместо 52,41 млн. лет), достигая разницы свыше 12 млн. лет близ 24-й аномалии (по Д. Тарлингу, Д. Митчеллу).

Наиболее важным результатом морских гидромагнитных исследований, подтвержденных данными глубоководного бурения, явилось выявленное в самых различных районах Мирового океана чередование знака магнитного поля, повторяющего частоту его инверсии. Все это позволило составить сводную карту возраста дна Мирового океана, показывающую, в соответствии с концепцией тектоники плит, разрастание океанических впадин и геометрические закономерности полосовых магнитных аномалий (рис. 46).

Другим направлением палеомагнитных исследований является изучение палеомагнитного вектора ориентированных образцов разновозрастных горных пород, отобранных на континентах. Полученный материал показывает, что на протяжении кайнозоя происходила частая смена полярности. Для антропогена и неогена среднее состояние геомагнитного поля за промежуток времени периода $10^5 — 10^6$ лет — это поле почти центрального диполя, ориентированного по оси вращения Земли. Палеомагнитные данные позволяют получить палеошироту и направление палеомеридиана и установить перемещение полюса или местоположение и ориентировку материков в геологическом прошлом. Вместе с тем надо заметить, что имеются различные взгляды на понимание и интерпретацию палеомагнитных данных в пределах как континентов, так и океанов.

Геоэлектрические методы представляют группу методов, использующих различные физические свойства горных пород (удельное сопротивление, диэлектрические постоянные и пр.). М. Н. Бердичевский, Л. Л. Ваньян и др. изучали вариации электромагнитного поля Земли. Эти методы получили название магнитотеллурических. Глубинное магнитотеллурическое зондирование (ГМТЗ) позволяет выявить изменения с глубиной электропроводности пород и выделить в литосфере высоко-

проводящие слои, которые связываются с частичным расплавлением вещества. Эти данные существенны для выявления глубинного строения геологических структур и связи с ними новейших тектонических движений.

Важным и чутким показателем интенсивности новейшей тектонической активности является величина теплового потока, изучаемая геотермическими методами. Величина теплового потока — один из важных показателей активности геодинамических процессов. Установлено, что тектоническая активизация происходит под влиянием теплового импульса, возникающего в недрах Земли. Тепловой режим того или иного района связывается с проявлениями тектоно-магматических динамических процессов.

Принцип оценки теплового потока сводится к измерению температуры на разных глубинах, расчета температурного градиента и определения удельной теплопроводности (коэффициента теплопроводности) данного блока горных пород. Умножением градиента температуры на коэффициент теплопроводности получается плотность потока тепловой энергии или теплового потока. Геотермические наблюдения очень трудоемки, сложны и проводятся в ограниченных размерах.

Установлено, что во многих областях Русской плиты, Средней Азии, Кавказа и других местах молодые впадины характеризуются крупными положительными аномалиями. Это указывает на активные экзотермические геодинамические процессы под впадинами и на активную тектоническую природу самих впадин. Геотермический метод успешно применяется и для изучения отдельных структурных форм в виде складок, куполов и пр. Построенные геотермические карты отчетливо выявляют основные структурные формы. В сводах антиклинальных поднятий геотермический градиент обычно увеличивается. На одних и тех же глубинах температура в сводовых участках выше, чем на крыльях и в синклиналях. Геотермические данные позволяют получить важные сведения для решения различных геодинамических задач.

Таким образом, характер полей, геотермические аномалии, их преобладающие простирания изучаются разнообразными геофизическими методами. Устанавливаются особенности и приуроченность геофизических полей к выделенным древним и новейшим структурным формам разных порядков. Выявляются их глубинные границы и проводится сопоставление с поверхностными границами древних и неотектонических структурных форм. Устанавливается соотношение простираний геофизических аномалий с простираниями разных структурных этажей и формами проявления неотектоники.

Обращается внимание на поведение геофизических полей в зонах перехода различных неотектонических структур и геоструктурных зон. Правильные выводы о динамике неотектоники можно получить только при комплексном использовании данных, получаемых всеми описанными выше методами. Дополнительно геофизические методы изучения современных движений будут описаны в гл. V.

Аэрометоды и космические методы исследований. Дистанционные методы исследования поверхности Земли и ее геологического строения помогают решать проблемы неотектоники и современной динамики литосферы. Научная основа геологического дешифрирования — индикационное ландшафтоведение, изучение пространственных и исторических закономерностей, выраженных в структуре ландшафтов. В качестве главных элементов ландшафта выделяются рельеф, почвы и растительность, тесно связанные с геологическим строением. При дещи-

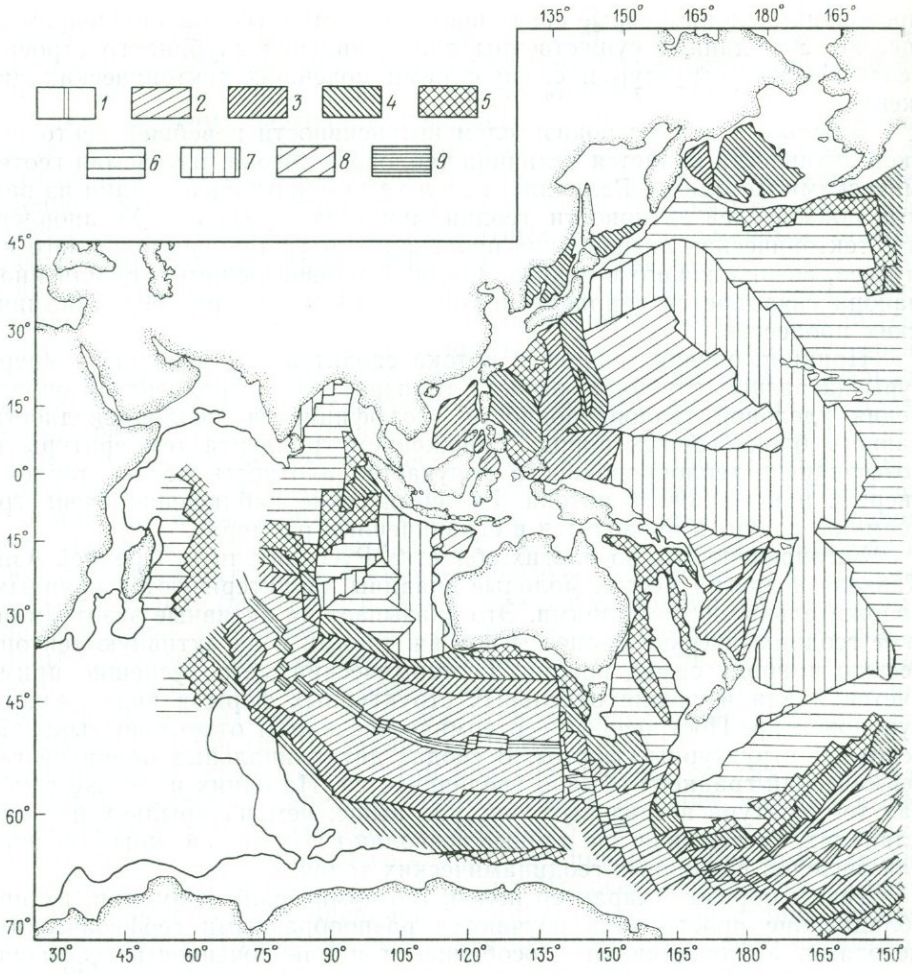
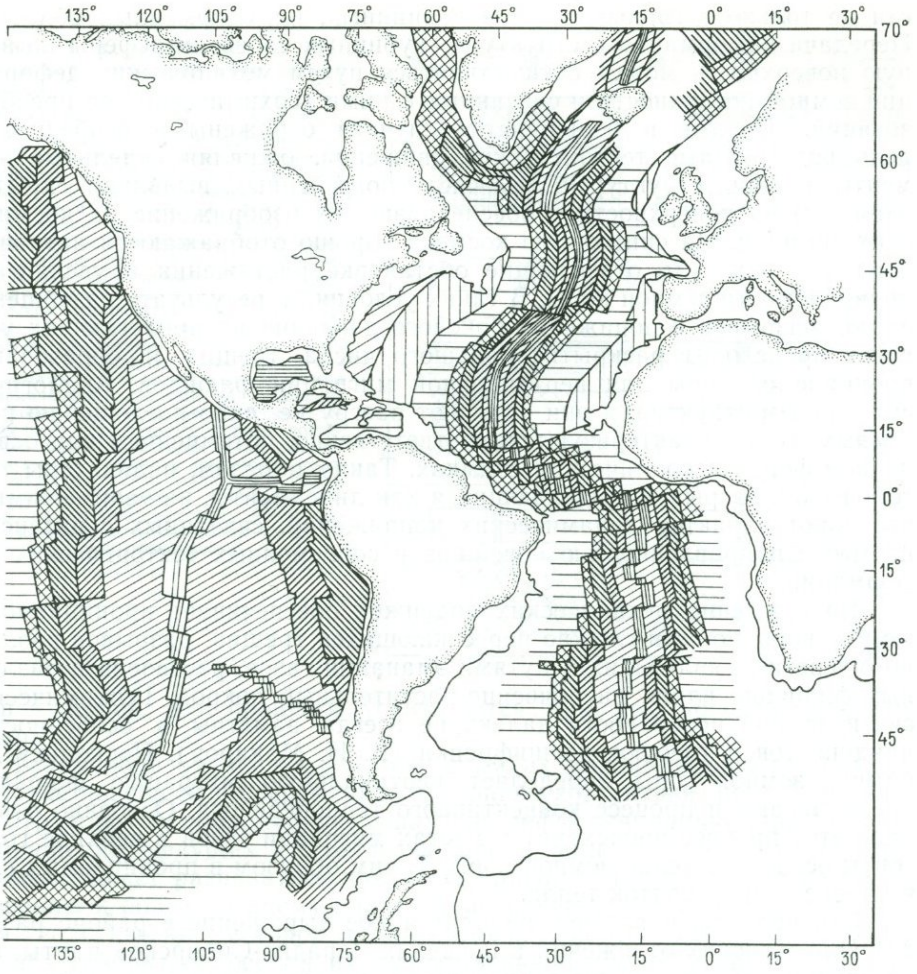


Рис. 46. Схематическая карта возраста ложа Мирового океана. По С. А. Ушакову и Ю. И. Галушкину

1 — четвертичные отложения; *2* — неоген; *3* — олигоцен; *4* — эоцен; *5* — палеоцен; *6* — верхний мел; *7* — нижний мел; *8* — юра; *9* — триас

фрировании космических снимков также проводится ландшафтное истолкование изображения и устанавливаются корреляционные связи между формой элементов ландшафта и структурой земной коры. При этом рекомендуется составлять по материалам дешифрирования геолого-индикационные схемы ландшафтно-геоморфологического содержания с их последующей структурно-геоморфологической интерпретацией и наземной проверкой выявленных аномалий. Прекрасным руководством по вопросам методики геологического применения космической информации может служить огромная коллективная работа [25].

Особое значение приобрели аэровизуальные наблюдения и наблюдения космонавтов. Применение аэрометодов позволяет более целесообразно выбирать маршруты исследований с гарантией, что они охватят все объекты, выявленные по снимкам. Комбинирование аэровизуальных наблюдений, наземных маршрутов и работы по аэрофотоснимкам, дешифрированию космических снимков, значительно ускоряет



работу тектониста, делает ее более точной и открывает новые возможности в изучении неотектоники. Повторные аэрофото- и космоснимки позволяют зафиксировать динамику проявляющихся геологических процессов. В настоящее время используются не только черно-белые, но и цветные, спектро-зональные и прочие виды съемок, в том числе и из космоса, каждая из которых имеет свои возможности.

Космические снимки отличаются большой обзорностью и генерализацией изображения, при этом возрастает значение фототона и колебаний его плотности. Космические снимки представляют дополнительную информацию, в частности, на них выявляются тектонические элементы погребенных структур, как бы «просвечивающих» на поверхности. Для выявления глубинной структуры применяются методы сравнительного анализа изображений разного масштаба с разным разрешением. Будучи результатом главным образом неотектонических деформаций оболочек Земли, наблюдаемый на снимках рельеф несет наибольшую информацию прежде всего о новейшей структуре, в том числе о глубинной.

Разнообразными методическими приемами выявлено и доказано проявление неотектонических деформаций земной коры и ее поверхно-

сти не только в горных, но и в равнинных, платформенных областях. Передача информации о структуре глубинных слоев литосферы на земную поверхность может осуществляться путем механических деформаций земной поверхности и связанных с ними геохимических ее преобразований. Первые в большинстве случаев отражены в особенностях рельефа. Молодые тектонические движения, оживляя отдельные элементы древних структур, в том числе погребенных, выявляют скрытые элементы на поверхности и обеспечивают их изображение на космических снимках. На снимках из космоса хорошо отображаются активизированные разломы, отвечающие обстановке растяжения и увеличения проницаемости земной коры. В таких условиях в результате разобщения стенок разрывов и понижения бокового давления на прилегающих участках происходит раскрытие большого числа трещин и образование проницаемой зоны для вертикальной миграции флюидов. Аналогично складчатым структурам они отвечают разгрузке, либо поглощению подземных вод и характеризуются, соответственно, потемнением или осветлением фона на космических снимках. Таким образом, индикаторы тектонических разрывов, выделяющихся как линеаменты, на таких снимках отражают характер динамических напряжений, связанных с интенсивностью и направленностью новейших и современных тектонических деформаций.

Возбуждение механических подвижек обеспечивает проницаемость земной коры по сети сложно пересекающихся трещин, разрывов различного генезиса, являющихся путями эманации газов, растворов и различных флюидов, влияя на почвенно-растительный покров. Геохимические связи земной поверхности далеко не всегда заметны в особенностях ландшафтов и требуют расшифровки (В. И. Макаров). Поскольку динамика земной коры определяет вертикальную миграцию флюидов, предполагают и процесс конвективного теплопереноса. Особенно отчетливо этот процесс происходит в местах миграции газов в верхние горизонты осадочного слоя земной коры. Таким образом в проницаемых слоях происходит и подток тепла.

Это явление, например, находит яркое выражение в районе развития кайнозойских отложений в пределах Западно-Сибирской плиты, где по линеаментам в верхние горизонты осадочного чехла и на земную поверхность происходит конвективный перенос тепла. Последнее способствует более интенсивному подтаиванию снежного покрова (особенно в начале весны) и изменяет его отражательную способность, которая у снега равна почти 100 %, а у воды ничтожно мала (особенно при съемке в красном и ближнем инфракрасном диапазоне), поскольку влага поглощает красные и инфракрасные лучи. На космических снимках это отражается в виде полос затемненного фона. Разное положение разломов на дешифрируемых космических снимках иллюстрирует рис. 47. Механизм просвечивания разломов через толщу пород связан с новейшей подвижностью, вызывающей их проницаемость с выносом флюидов, тепла по зонам рассеянной деформации [25].

Наблюдения показывают [26], что могут быть выделены несколько основных направлений зон дробления, повышенной трещиноватости, разломов, по которым разрабатываются долины и русла рек. Это четко проявляется не только в породах фундамента, сложенного магматическими и метаморфическими породами (как орогенных, так и платформенных областей), но и в породах чехла. Структурно обусловленными могут быть не только очертания русла, но даже мелкие излучины в осадочных породах чехла и в рыхлых отложениях типа глин, суглин-

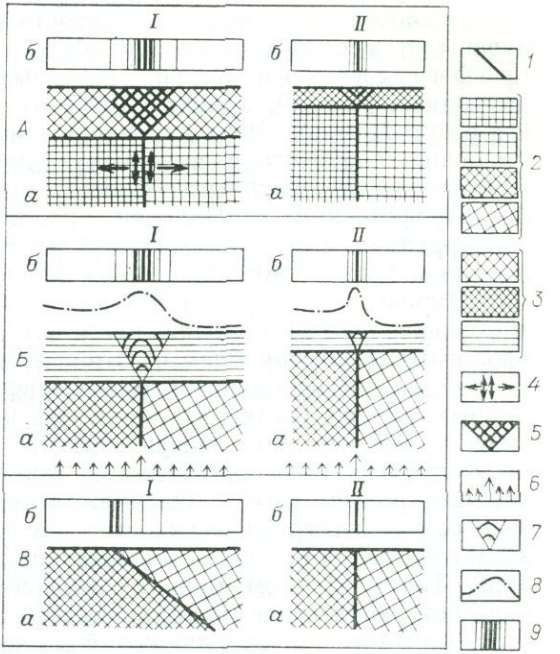


Рис. 47. Положение разломов в разрезе и их отражение на земной поверхности и на космических снимках в виде линеаментов. По В. И. Макарову, Б. В. Сенину

А, Б — скрытые (не достигающие земной поверхности) разломы, перекрывающиеся на больших (*I*) или меньших (*II*) глубинах, в разрезе земной коры (*а*) и в плане на космическом изображении (*б*). *В* — открытые (достигающие земной поверхности) разломы с наклонным (*I*) и вертикальным (*II*) заложением плоскости (зоны) смещения в разрезе (*а*) и в плане на космическом изображении (*б*). *1* — разломы; *2* — блоки земной коры, разделяемые разломами; *3* — слои земной коры, не затронутые непосредственно разломами; *4* — возможные варианты механических смещений по разломам; *5* — конус рассеяния механических деформаций; *6* — неравномерный восходящий поток глубинных флюидов, газов, тепла; *7* — конус рассеяния потока флюидов, газов, тепла; *8* — условная кривая величины теплового потока над зоной разлома; *9* — условная интенсивность аномалий на дневной поверхности

ков и лёссов. Эти процессы усиливаются при тектонической активизации.

Таким образом, на космических снимках можно хорошо видеть проявление новейшей и современной тектонической активизации. Эти снимки отражают ее современную динамику, дифференциацию динамических напряжений, ведущих к изменению проницаемости земной коры. Этот процесс может развиваться как унаследованно, так и автономно по отношению к более древнему плану. Перечисленные особенности применения геологических методов и аэрометодов в неотектонических исследованиях говорят об особой их информативной способности, которая заключается в возможностях раскрытия закономерностей и явлений, неизвестных ранее. Наземные исследования с применением этих методов значительно облегчаются, углубляются и уточняются. Многочисленные примеры применения космической информации для выявления неотектоники приведены в литературе [25].

Применяются и другие методы выявления новейшей тектоники. Приемы, связанные с применением инструментальных методов изучения современных движений, будут описаны в гл. IV. Здесь же отметим, что изучение палеогидрогеологии, позволяющее установить прежние уровни грунтовых вод, особенности их циркуляции (с учетом климатических изменений), дает материал и для выводов по неотектонике. Некоторые указания могут быть получены путем анализа лабораторных инженерно-геологических материалов (компрессионные кривые).

Анализ различных исторических и археологических материалов, свидетельства писателей древности, записки мореплавателей, географов позволяют выявить проявления тектонических движений в историческое время. Хорошие результаты при осторожном использовании и толковании дает сопоставление географических карт одной и той же местности, составленных с промежутками в несколько десятилетий [40].

Указания на проявление тектонических движений могут быть получены *от местного населения. Можно рекомендовать анализ географических названий*, которые часто отражают особенности природных условий, изменяющихся от различных причин, в том числе и в результате новейших движений. Интересные наблюдения дает сопоставление планового расположения древних ирригационных каналов с геологической структурой. Большую помощь при этом оказывает анализ аэрофотоснимков. Наконец, правильно датированные археологические фрагменты при учете их стратиграфического положения помогают выявлять тектонические движения недавнего прошлого.

Широко используются и *биогеографические методы*. Современное распространение животных и растений часто ставит перед биологами такие проблемы, которые можно разрешить только с помощью данных по геологии. *Биогеография занимается изучением* современных ареалов растений и животных и выяснением причин, их обусловивших. Данные биогеографии, восстанавливающие разобщенные ареалы распространения организмов, ставят перед геологами ряд проблем палеогеографического и палеоклиматического характера. Анализ полученных палеогеографических схем, их сопоставление позволяют прийти к определенным выводам относительно тектонических движений земной коры. Таким образом, биогеографическое изучение организмов в исторической перспективе можно рассматривать как один из методов реконструкции тектонических движений земной коры, применяемый и для выявления новейшей тектоники. Объяснение истории происхождения разъединенных ареалов животных или растений и составляет одну из главных задач биогеографии, так как именно этим путем могут быть найдены нити к пониманию многих неясных моментов истории Земли, в частности новейших тектонических движений. Помимо данных биогеографии могут быть использованы антропогеографические факты [40].

Методами зоогеографии объясняются прерывистые ареалы распространения групп животных как наземных, так и морских. Изучение морской фауны, ее истории дает основание для палеоклиматических и палеогеографических реконструкций. Сходство фаун и флор таких континентов как Азия и Северная Америка или островов и континента (например, Британские острова) показывает, что они разделены участками суши, погруженными в новейшее время. Напротив, отличие органического мира ныне соединяющихся массивов суши свидетельствует о том, что это соединение произошло лишь недавно (например, Панамский перешеек между Северной и Южной Америкой). Изучение фауны и геологической истории юго-восточной окраины Балтийского щита подтверждает недавнее соединение Белого и Балтийского морей и наличие древнего пролива в пределах Онежско-Ладожского перешейка.

В неотектонике находит применение и географический метод. В физической географии рельеф рассматривается как одна из частей природной географической среды, находящейся в органической связи и взаимодействии с другими ее компонентами: климатом, растительностью, почвами, поверхностными и подземными водами, геологическим строением. С этой точки зрения рельеф, в образовании которого большое значение имеет неотектоника, рассматривается не как случайное скопление отдельных форм, изолированных друг от друга, а как единое целое. Географический метод требует изучения форм рельефа и закономерностей их распределения с учетом всех элементов ландшафта и климатической зональности. Формы рельефа часто рассматриваются

как составные части естественных комплексов, генетически связанных между собой, и называются «морфологическим комплексом», или «морфологическим ландшафтом», как, например, ландшафт горных стран, пустынь и др. Географический метод применяется всегда в совокупности с палеогеографическими и позволяет выявить динамику в развитии географических ландшафтов, климатических зон и т. д.

НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ КАК СИНТЕЗ ИЗУЧЕНИЯ НОВЕЙШИХ СТРУКТУР И ДВИЖЕНИЙ

Состояние неотектонического картографирования. Тектоническое картографирование в настоящее время отражает современные тенденции в развитии геотектоники. Тектоническая карта прочно приобрела значение одного из важнейших видов обобщений в современной геологии. Составление специальных тектонических карт — один из эффективных способов неотектонического анализа, позволяющих выявить корреляционные связи между геологическими, геофизическими и географическими элементами. Вместе с тем они дают базу для решения практических вопросов, обоснования поисков полезных ископаемых, решения ряда других практических задач. Карты неотектоники, отражая современный структурный план строения земной коры, приобрели большое значение в выявлении ее глубинного строения, вопросов геодинамики и решения кардинальных теоретических проблем геологии. Будучи построенными на количественной основе, карты неотектоники позволяют изображенные на них данные подвергнуть математической обработке и по полученным результатам строить специальные производные карты.

Прообразом современных карт неотектоники были карты в изолиниях, составленные геоморфологами в начале нашего века и показывавшими положение и деформации древних поверхностей выравнивания, выраженные в современном рельефе. Интересные карты, отражающие тектонические движения для крупных территорий при помощи изолиний в виде изоанобаз и изокатобаз, были составлены де Геером для Фенноскандии и Д. Ярановым для Болгарии в 1935 г., они выявили деформацию плиоценовой поверхности денудации. В эти карты вкладывался уже тектонический смысл. Одна из первых карт, составленная по такому же принципу для Средней Азии, принадлежит Д. П. Резвому, несколько позже аналогичная карта составлена В. Н. Крестниковым.

В настоящее время в понятие карты новейшей тектоники вкладывается собирательный смысл, аналогичный понятиям: геологическая, геоморфологическая, гидрогеологическая карты и др. Каждая из них объединяет разные типы карт. Например, различают карты неотектоники, отражающие: суммарные амплитуды неотектонических движений, суммарные градиенты неотектонических движений, карты неотектонического районирования, тектонической активности, скоростей современных движений, ранговые и многие другие. Все они различны по содержанию, методам составления и масштабам. Автором было предложено разделять их на: аналитические карты, отражающие отдельные элементы новейшей и современной тектоники или их немногие сочетания (элементы сейсмичности, новейшего вулканизма, разломов и пр.) — легенды у таких карт обычно простые; синтетические карты, на которых показывается комплекс данных, выявляющих но-

вейшую и современную тектонику с характеристикой скоростей движений, суммарной деформации поверхности, связи со структурой, истории развития новейших структур разного порядка и др. Легенды синтетических карт почти всегда громоздкие, сложные, часто с большим объяснительным текстом; комплексные аналитическо-синтетические карты отображают комплекс данных по различным стратиграфическим срезам новейшего этапа развития. Такая серия карт по методу составления является аналитической, по содержанию — синтетической. Позже они получили название поэтапных карт неотектоники (И. Л. Соколовский, Н. Г. Волков). Легенды таких карт обычно сложные. Выбор масштаба карты определяется ставящейся задачей и наличием фактического материала. Аналитические карты новейшей тектоники составляются и в крупных, и в мелких масштабах. Для синтетических карт новейшей тектоники используются средние и мелкие масштабы (1 : 100 000, 1 : 200 000, 1 : 500 000 и мельче).

Каждая категория карт может быть, в свою очередь, разделена на три группы по масштабам: детальные, региональные и обзорные. Детальные карты неотектоники направлены на решение задач поисков и прогнозирования жидких и твердых полезных ископаемых, россыпей. Содержание их целиком определяется ставящимися задачами и не имеет каких-либо стандартных решений. Освещают они обычно локальные районы. Региональные карты (масштаба 1 : 500 000, 1 : 200 000 и более детальные) дают общее представление о неотектонике картируемой территории и неотектоническом обосновании поисков месторождений полезных ископаемых. Легенды таких карт всегда приспособлены к картируемой территории и мало пригодны для других районов. Наконец, обзорные карты (масштаба 1 : 1 000 000— 1 : 5 000 000 и более мелкие) имеют задачу установить наиболее общие закономерности неотектоники как континентальных, так и океанических сегментов. Легенды таких карт строятся так, чтобы можно было картографически выразить наиболее общие тектонические особенности земной коры новейшего этапа развития, повторяющиеся на любых участках материка или дна акваторий, охватывающих значительные их части, например, такие, как территория СССР. Н. С. Шатский указывал, что принципы, которые должны быть положены в основу составления общих тектонических карт,— это в сущности принципы тектонического районирования вообще, в конечном счете — это проблема построения легенды.

Обзорные карты новейшей тектоники включают: 1) большой и разнородный фактический материал о тектонических движениях и новейших структурах земной коры, влияющих на разноточность отдельных частей карты; 2) теоретические и генетические элементы, относящиеся к типизации и классификации структурных форм, трактовке стадий развития и пр.; 3) общие теоретические концепции (гипотезы, касающиеся территорий континентов и дна акваторий). Наличие перечисленных элементов определяется главным образом степенью изученности картируемой территории, масштабом карты и теоретическими представлениями авторов карт.

Целевое назначение карт новейшей тектоники определяется ставящимися задачами. Для обзорных карт это — выявление глобальных и региональных особенностей пространственно-временного проявления новейших движений и деформаций земной коры, их геодинамики с целью практического использования. Это может быть достигнуто путем обобщения по возможности всей имеющейся неотектонической информации

в системе единых условных обозначений и разработкой теоретической основы для построения как прогнозных карт на различные полезные ископаемые, так и производных карт неотектоники с помощью математической обработки (*карты градиентов тектонических движений*, тектонической активности и др.).

Обобщение данных в области неотектоники путем составления региональных или обзорных карт будет содействовать возникновению и развитию гипотез, касающихся теории тектогенеза и связанного с ним геоморфогенеза. Выявленные закономерности при осторожном использовании методов аналогий и актуализма могут облегчить понимание геотектонических условий более ранних этапов развития земной коры. В конечном итоге такая карта должна давать общие представления по региональной неотектонике, отражать уровень теоретических представлений в неотектонике и, наконец, выполнять в какой-то мере функции учебно-методического пособия. Сказанное заставляет тщательно обосновывать содержание легенд, особенно обзорных карт тектоники, освещающих неотектонику больших площадей с методически единых позиций и позволяющих сопоставлять региональные данные, а также проводить сравнительный анализ.

Учитывая существующие представления по принципиальным и методическим вопросам в геологии, к содержанию неотектонических карт предъявляются следующие требования. Обзорные карты неотектоники синтетического типа должны отображать конкретный фактический материал по региональным геотектоническим структурам (всех тех порядков, которые соответствуют избранному масштабу), их морфологии, очертаниям, характеру и т. д. Это достигается с помощью оцифрованных *изобаз со ступенчатой раскраской, показывающих амплитуды неотектонических деформаций* в метрах, и системы других условных обозначений. На синтетических картах необходимо отображать неотектоническое районирование, выделять однотипные структурные единицы земной коры новейшего этапа развития (*геоструктуры*). *Классификацию* геоструктур новейшего этапа следует давать по комплексу признаков, определяющих собой разный порядок региональных геоструктурных единиц. Она должна составлять существенную часть легенды обзорных карт.

Содержание обзорных карт неотектоники должно раскрывать историю развития показанных на них геоструктур и их возраст (возраст дается на специальной врезке к картам с текстовыми пояснениями в условных обозначениях). На картах такого типа должна быть показана новейшая тектоника дна всех акваторий с использованием принципов выделения естественных морфологических (геотектонических) провинций, отражения морфологии структурных элементов, истории их развития и возраста. При этом используются особые изобразительные средства. Ввиду дискуссионности представлений целесообразно ограничиваться объективными изображениями современной морфоструктуры этих площадей в изобатах с дополнительным показом мощностей новейших отложений в тех районах, для которых такие данные имеются.

На картах неотектоники показываются деформации и тектонические движения новейшего этапа развития. Поэтому желательно, чтобы карта неотектоники отражала напряженное состояние земной коры. Сделать это весьма трудно, поскольку существуют различные теоретические концепции, и напряженное состояние для одного и того же района меняется во времени и в пространстве. Один из путей решения — *составление специальной врезки с показом глобальных и регио-*

нальных полей тектонических напряжений. Легенда таких карт требует специальной разработки. На картах неотектоники всех типов отражаются элементы новейшего вулканизма, проявления импульсных тектонических движений (землетрясений), а также результаты проявления гляциоизостатических движений. Все эти элементы обозначаются различными значками и изобазами движений, в соответствии с масштабом карты.

При составлении и выборе масштаба обзорных карт неотектоники особенно важно учитывать неравномерную, а местами и недостаточную изученность исследуемой территории. Содержание легенды должно строиться с учетом генерализации данных. Степень изученности отражается на специальной врезке. К карте необходимо подбирать такие изобразительные средства, чтобы она свободно читалась. Карта не должна быть перегружена фактическим материалом, названиями структурных форм и прочими условными обозначениями. В случае необходимости часть данных должна выноситься на врезки.

Содержание карт разных масштабов должно быть наиболее объективным в отношении закономерностей проявления тектонических движений и формирования новейших структурных форм, различно выраженных в рельефе. Поскольку в науке существуют противоречия по принципиальным вопросам геотектоники, специальная нагрузка обзорных карт неотектоники не должна быть односторонней. Содержание карты должно давать материал для выяснения хода, причин и результатов тех процессов, которые в конечном счете приводят к вертикальным и латеральным структурным неоднородностям, отраженным на карте неотектоники.

Среди карт современной тектоники полезно различать два типа: 1) отображающие среднегодовые скорости современных поднятий и опусканий по инструментальным данным; 2) показывающие величину деформации земной поверхности за тот или иной отрезок времени (десятилетия, тысячелетия, голоцен и др.). Первые характеризуют скорость вертикальных движений и не говорят о величине деформации; вторые указывают на величину деформации поверхности, из которой можно вывести скорость движений. Средство выражения на картах указанных типов одно и то же — изолинии, но содержание их различно: одни показывают «причину» (движение), другие — «следствие» (деформацию поверхности).

Для показа быстрых — импульсных движений разработан комплекс специальных карт (эпицентров землетрясений, изосейст, сейсмической активности, сотрясаемости, сейсмического районирования и др.).

Непосредственными предшественниками сводных обзорных неотектонических карт были мелкомасштабные схемы неотектоники, которые иллюстрировали текст многочисленных публикаций. Карты были очень различны по принципам составления, масштабам, содержанию и относились к категории аналитических и синтетических. Можно отметить, что ни в одной стране не составлялось такого количества схем по разным регионам, как в СССР. В конце 50-х годов появилась первая обзорная неотектоническая карта территории СССР масштаба 1 : 5 000 000 (редакторы Н. И. Николаев, С. С. Шульц), составленная по единой методике. Эта карта сыграла большую роль в развитии неотектонической картографии как в СССР, так и за рубежом. Существенное влияние на неотектонику оказали внедрение в геологию аэрометодов и методов космической геологии, развитие геофизических методов исследований в морской геологии, улучшение познания стратиграфии новейших

отложений. Много новых данных получено при буровых работах, геоморфологических исследованиях; сказалось и дальнейшее развитие тектонической теории.

Итогом этой колоссальной работы явилось бурное развитие неотектонической картографии. Помимо мелкомасштабных неотектонических схем, карт неотектонического районирования были составлены разнообразные региональные и обзорные карты неотектоники СССР. Неотектонические карты составлялись и за рубежом, часто при содействии советских специалистов. За последние годы были составлены обзорные карты неотектоники и по отдельным континентам или крупным их частям. К ним относятся карты Европы, Африки, Фенноскандии, территории СССР и сопредельных стран, Юга Азии, а также карта новейшей тектоники Мира масштаба 1 : 15 000 000 (редакторы Н. И. Николаев, Ю. Я. Кузнецов, А. А. Наймарк, 1984 г.); карта неотектоники и сейсмичности Мира масштаба 1 : 60 000 000 (авторы В. И. Бунэ, Н. И. Николаев, Т. П. Полякова, 1986 г.) и др. Опубликованы учебные карты для высшей школы.

Принципы и методы составления карт новейшей тектоники. Карты неотектоники очень разнообразны как по содержанию и полноте всех элементов новейшей тектоники, так и по методам их составления. Широко применяется принцип выделения неотектонических единиц, различающихся общей направленностью и интенсивностью тектонических движений, и их выражение в рельефе, предложенный впервые для обзорных карт С. С. Шульцем и Н. И. Николаевым в 1959 г. Обычно используют три основных приема для составления карт новейшей и современной тектоники: с помощью изолиний, методом районирования и системой значковых обозначений.

Метод изолиний близок применяемому в структурной геологии показу деформаций при помощи стратоизогипс. Он наилучшим способом отражает как величину, так и морфологию деформаций. Принцип отражения на карте интенсивности и направленности новейших тектонических движений подчеркивается путем применения биполярной окраски. Участки поднятий и опусканий отличаются по цвету закраски, что отражает направленность движений; интенсивность дополнительно к оцифрованным изобазам показывается оттенком принятого цвета. На карте наглядно выделяются подвижные и устойчивые участки, а в их пределах — отдельные крупные структурные формы. Отображая суммарную величину поднятий и (или) опусканий принимаемой (донеотектонической) исходной уравненной поверхности, изолинии очерчивают на карте и форму новейшей структуры. Таким образом, они могут рассматриваться и как изобазы, и как стратоизогипсы условно принятого нижнего уровня в пределах новейшего этапа развития. Для участков с наименьшим размахом движений принимается наиболее светлая окраска, для участков с возрастающими амплитудами поднятий и опусканий — интенсивность соответствующей окраски последовательно усиливается (биполярная закраска). Такая ступенчатая раскраска отражает и градиенты движений (ширина полос тональных оттенков). Аналогичная методика показа новейших структур применяется и для областей континентального шельфа, только с дополнительным наложением негустой голубой штриховки на всей площади шельфовых акваторий.

Показываемые таким методом на карте новейшей тектоники суммарные деформации следует рассматривать не только как результат проявления вертикальных движений, а как проекцию на горизонтальную плоскость суммы и вертикальных, и горизонтальных перемещений.

Раздельный показ этих движений встречает значительные затруднения из-за малого количества имеющихся данных и неразработанности методики одновременного показа вертикальной и горизонтальной составляющих движений на мелкомасштабных обзорных картах. На карте новейшей тектоники масштаба 1 : 5 000 000, например, уверенно можно отобразить минимальные смещения точки в горизонтальном направлении только порядка 5 км, что на карте составит величину 1 мм.

Наиболее часто встречающиеся горизонтальные перемещения в десятки, сотни метров и первые километры обычными методами не могут быть показаны вследствие несоответствия величины перемещения масштабу карты. Таким образом, горизонтальные движения на карте указанного масштаба можно показать только значковыми обозначениями. При этом следует избегать перегрузки карты для подвижных областей, где (при максимальных сгущениях изолиний) как раз и приходится отображать горизонтальные перемещения.

Метод изолиний в виде изоанабаз применяется и при составлении обзорных и региональных карт современных движений по данным разнообразных инструментальных наблюдений (повторные нивелировки и др.). В качестве примеров можно отметить карты побережья Балтийского моря и Финляндии, а также карты предгорий Альп, территории Канадского щита, Скандинавского щита и др. Этот же метод был применен коллективом авторов для составления карты современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы (под редакцией Ю. А. Мещерякова), для карты Прибалтики (под редакцией А. И. Шляупе) и др.

Метод районирования. Этот метод применяется параллельно с методом изолиний. При отсутствии достаточных данных и невозможности проведения стратоизогипс метод районирования становится основным. Принципы районирования у разных авторов используются очень различно (по типам движений новейших структурных форм, характеру геофизического строения земной коры и др.). Подробнее об этом будет сказано ниже.

Метод значковых обозначений. Такой прием широко развит за рубежом. Нами значковые обозначения рассматриваются как дополнительные приемы при составлении карт неотектоники различных масштабов, строящихся другими методами. Среди значковых обозначений важную роль играет показ различных морфокинематических типов новейших разрывных нарушений. Выяснено, что в отдельных случаях они имеют определяющее значение для формирования новейших структурных форм и современного рельефа. Среди морфокинематических типов разрывов выделяются надвиги, сдвиги, прочие разрывы, флексуры, местами переходящие в разрывы. Показываются зоны глубинных разломов, представляющие активные глубинные швы в местах сочленения крупных блоков земной коры и части верхней мантии. Они устанавливаются по данным геологического анализа, космическим снимкам, по геофизическим данным и имеют различное геоморфологическое и ландшафтное выражение.

Для новейших зон глубинных разломов характерны не только большая глубина заложения и унаследованность развития, но и большая протяженность и значительная ширина. Многие зоны оказываются сквозными, пересекающими различные геоструктурные области. Часть из них могут быть фрагментами особо протяженных зон разломов — «суперлинеаментов». Такие зоны нередко наследуются движениями неотектонического этапа, определяют границы крупных геоморфологиче-

ских областей, каждая из которых имеет свой режим движений. Системы разрывных деформаций внутри таких областей определяют особенности рельефа, рисунок гидрографической сети, условия формирования и распределения мощностей новейших отложений. Обращает внимание большая плотность разломов в зонах интенсивного проявления новейшей тектоники. По многим зонам глубинных разломов можно предполагать проявление горизонтальных перемещений сдвигового характера. Достоверно таковые устанавливаются при полевых исследованиях.

На «закрытых» территориях разломы выражены слабо. Существуют противоречивые мнения как о почти полном отсутствии новейших разрывов в осадочном чехле, так и о широком их развитии. Причина этого кроется в слабой выраженности, малоамплитудности разломов в таких районах, в отсутствии надежной методики их выявления, в маскирующей роли молодых отложений, часто почти исключающих непосредственное изучение разломов в обнажениях. В таких случаях широко используется анализ спрямленных элементов рельефа и ландшафта вообще (границы типов местности, расположение цепочек озер и др.). Они могут отвечать как непосредственно выходу на дневную поверхность плоскости разрыва, так и зонам усиленной фильтрации минерализованных глубинных вод, или инфильтрации поверхностных вод, изменения растительного покрова, проседания или вспучивания грунтов над разрывами, затухающими вблизи поверхности Земли. Во всех этих случаях не удается надежно определить глубинность и морфокинематический тип разломов, в связи с чем нанесенная таким способом регматическая сетка на разных участках может интерпретироваться по-разному. Неоднородна и степень ее достоверности. Для уверенного показа разломных форм неотектоники необходимо применять комплекс методов их выявления: геологические, геоморфологические, геофизические, аэрофотогеологические, космогеологические, гидрогеологические и др. Степень детальности показа зон разломов определяется масштабом составляемой карты.

Условными знаками помимо разрывов показываются кольцевые и локальные структуры, не выраженные в изобазах. Среди последних выделяются положительные и отрицательные формы. Определенная группа значковых обозначений используется для показа полей распространения новейших эффузивов разного состава, новейших вулканов — наземных (действующих и потухших) и подводных. Наносятся эпицентры главнейших землетрясений с разделением их по глубине очага и интенсивности и др.

Особыми знаками показываются элементы геодинамики, границы развития соляной тектоники, изолинии амплитуд неотектонических деформаций, границы геоструктур, оси складок, некоторые геофизические данные и многие другие.

Таким образом, основным объектом картографирования являются геологические тела, продолжавшие формирование или образовавшиеся вновь, в новейший этап развития — неотектонические структуры. Средством для выявления этих объектов является изучение истории развития геотектонических единиц разного порядка, их геофизического строения и выражения в рельефе.

По имеющимся данным, учитывая степень изученности и разработку вопросов стратиграфии новейших отложений, познания геоморфологии, геофизического строения, нижнюю картируемую границу неотектонического этапа принимают стратиграфически «скользящей», стратиграфический уровень которой меняется в зависимости от тектонической

жизни различных структурных районов и фактических данных. Важно заметить, что активизация движений проявлялась в близком диапазоне времени. Принятый возраст активизации неотектонических движений с указанием максимального их проявления в различных конкретных геоструктурных зонах показывается или на специальных врезках к обзорным картам, или путем дополнительных обозначений в легенде, или вводится в обозначения неотектонического районирования.

Этапы активизации тектонических движений в областях аккумуляции новейших отложений выявляются по стратиграфическим перерывам и другим особенностям геологического разреза; в областях денудации — по анализу форм рельефа. При этом современный рельеф земной поверхности нельзя отождествлять с возрастом морфоструктур. В большинстве случаев возраст морфоструктур (заложение которых часто опускается в далекое геологическое прошлое), особенно низких порядков, оказывается всегда более древним, чем возраст современного рельефа.

Система отсчета тектонических движений и показ неотектоники дна акваторий на картах. Методика показа неотектоники океанического дна разработана пока недостаточно. Оригинальная методика была применена в 1970 г. составителями карты новейшей тектоники Арктики и Субарктики в масштабе 1 : 5 000 000 (ред. А. П. Пуминов). Для определения амплитуды и знака движений на ней были приняты три различных системы отсчета: для материков, шельфов и дна океанов.

Новейшие деформации в океанах, в пределах внешельфовых акваторий, на картах неотектоники нами показываются по иной методике. На обычный для батиметрических карт голубой фон, образуемый ступенчатой раскраской по изобатам, накладывается штриховка разной густоты, качественно отражающая величину деформации относительно уровня океана. Сказанное не позволяет пока давать численную оценку амплитуд новейших движений для глубоководных акваторий. Для ее выявления необходимо изучение стратиграфии, фаций и мощностей новейших осадков и более определенные взгляды на возраст и природу геологических структур дна океана. Выделяющиеся в настоящее время в пределах океанического дна геоструктурные области соответствуют геоморфологическим областям, характеризующимся определенным генезисом рельефа, строением земной коры и ареалами распространения определенных типов донных осадков. Их называют морфотектоническими областями. Выделенные таким образом структуры океанского и морского дна, по сути дела, являются тектоническими, хотя о них нам известно пока еще очень мало и, возможно, многие имеют длительную историю развития.

При составлении обзорных карт новейшей тектоники принимают единую систему отсчета, относительно которой определяются амплитуды и знак движений. Таким условным репером является современный уровень океана. В районах развития морских неогеновых и плиоцен-четвертичных отложений необходимо учитывать их современное гипсометрическое положение, глубину палеобассейна, степень его компенсированности осадконакоплением и возможную величину уплотнения осадков. На основании имеющихся геологических и палеогеографических данных вводятся поправки за высоту первичного рельефа. Следует отметить, что скорость процессов денудации может достигать или превышать скорость тектонических процессов. Расчеты, выполненные разными авторами для равнинных и горных областей в разных климатических условиях, показывают необходимость введения поправок за скорость

процессов денудации, ощутимо увеличивающих суммарные скорости тектонических процессов. Для построения изолиний новейшей деформации при составлении карты неотектоники в качестве реперной поверхности может быть использована или единая для всей территории гипотетическая одновозрастная поверхность (соответствующая условно принимаемому нижнему возрастному пределу новейшего тектонического этапа) или стратиграфические и геоморфологические уровни конкретного возраста для разных регионов в соответствии с наличием фактического материала. Определение суммарной величины движений требует внимательного анализа всех имеющихся данных.

Известно, что современный уровень океана в геологическом прошлом постоянно изменялся. Поэтому в 1973 г. А. Г. Золотарев предложил ввести поправку на изменение в новейшее время уровня Мирового океана с целью повышения точности расчетов. Для этого в районе исследования вначале уточняется нижняя граница отрезка времени неотектонического этапа, а затем графическим путем производится расчет с помощью интегральной кривой, предложенной в 1975 г. В. А. Шлейниковым. Такая поправка исчисляется первыми сотнями метров и имеет значение для определения знака вертикальных движений. Построенные по такому принципу в 1982 г. А. Г. Золотаревым карты показали, что около половины равнин всех континентов испытывали в неотектонический этап не поднятия, а опускания. А это значит, что изменяются и положение, и морфология новейших структур.

Не подлежит сомнению, что использование уровня океана в качестве неподвижного начала координат, как это принято, например, в исторической геологии, — условно. Как указывалось выше (см. гл. II), мы вынуждены ограничиваться условным нулевым уровнем, за который принимают уровень Мирового океана. Решая задачу введения поправки за изменение уровня океана, мы сталкиваемся с очень сложной проблемой эвстатических колебаний океанического уровня. Кривая В. А. Шлейникова представляет попытку статистического анализа морфометрических рядов абсолютных высот внутриконтинентальных денудационных поверхностей, древних морских равнин и террас, развитых на побережьях Мирового океана. Однако при выборке, основанной на принципе равномерности распределения морфометрической информации, мало принимались во внимание возраст и генезис этих образований. Одна и та же поверхность выравнивания может залегать на разных гипсометрических уровнях. Необходимо учитывать сводово-блоковый и глыбовый характер движений. Интегральная же кривая исходит, по существу, из неподвижности суши за 100 млн. лет, что противоречит фактам. Не обсуждается вопрос о постоянстве объема водных масс океана за это время; не учитываются геоидноэвстатические колебания океанического уровня; не рассматриваются данные проведенных выше сейсмостратиграфических исследований. Мы приходим к выводу, что интегральная кривая изменения уровня Мирового океана за 100 млн. лет, предложенная В. А. Шлейниковым, отражает лишь тенденции в перемещении океанического уровня, но никак не абсолютные значения его опусканий. То же можно сказать и о расчетах, ранее предложенных О. К. Леонтьевым. Кроме того, в зарубежной и советской литературе существуют и другие количественные оценки исходных данных, и нет ясности, каким из них следует отдавать предпочтение. Таким образом, введение количественных поправок за изменение уровня Мирового океана кажется преждевременным. Принимая за единицу системы отсчета современный уровень океана, мы сознательно вводим си-

стематическую ошибку одного порядка для всех обзорных карт неотектоники всех континентов. Это дает сравнимый материал. Очевидно, объективный нуль отсчета может быть только условным. Кроме того на картах неотектоники важны относительные значения амплитуд движений, по которым можно определять величины градиентов как поднятий, так и опусканий.

Для реконструкции амплитуд новейших вертикальных движений в областях аккумуляции используют анализ мощностей. По изменению мощности олигоцен-четвертичных отложений удается выделить крупные новейшие структурные формы. Анализ мощностей должен проводиться совместно с изучением структурных особенностей рельефа аккумулятивных равнин и террас, что позволяет судить как о крупных, так и о локальных особенностях новейших тектонических структур. Метод имеет недостатки: а) наличие в толще перерывов в осадконакоплении (сопровождавшихся размывом) искажает представление о полной мощности; б) при наличии и заполнении древних размывов амплитуды изменения мощности не всегда дают количественную характеристику амплитуд движений; в) на точность построения тектонических схем влияет уменьшение мощности в результате уплотнения горных пород. Таким образом, требуется внесение поправок, так как без их учета получается приближенная количественная информация об амплитудах тектонических движений. Величина денудационного среза и уплотнение должны *учитываться при составлении карт средних и крупных масштабов.*

В 1962 г. Ю. Н. Кулаков применил оригинальный метод реконструкции движений в областях аккумуляции путем расчетов на основании изучения соотношения длительности новейшего развития структур и *деформации углов залегания структурных поверхностей. Такой прием* требует значительных объемов бурения для восстановления структурного плана подстилающих отложений, поэтому использовать его можно не везде. И. Г. Кузин, Н. Г. Чечия считают, что в области развития новейших отложений амплитуда движений отвечает относительной глубине погружения их подошвы, в областях же, где в неотектонический этап существовали денудационные процессы, амплитуды движений могут быть определены путем надстройки недостающих частей подстилающих отложений до их подошвы. При этом амплитуда восходящих движений принимается равной величине денудационного среза. Абсолютные отметки залегания подошвы новейших отложений по соотношению их с современным уровнем моря дают возможность определить реальную направленность деформации. Реконструировать размытую часть отложений А. В. Цыганков предложил путем «воздушных линий» на исследуемых профилях по данным бурения. Однако в этих случаях определение величины среза может иметь субъективный характер и привести к ошибкам (часто завышению величины денудационного среза) из-за возможного изменения литологии подстилающих пород, в пределах которых структура может развиваться конседиментационно.

Широко применяется метод анализа деформаций маркирующего горизонта с учетом первоначального уровня залегания. Его современное положение относительно уровня океана, отличающееся от уровня, на котором этот горизонт формировался, расценивается как показатель *амплитуд движения за время, прошедшее с момента его образования.* При этом учитываются генезис отложений, глубина формирования морских осадков (по анализам фаций, биоценозов, изучению характера волновой ряби и др.), их уплотнение, денудационный срез, колебания уровня моря.

Исходя из вышесказанного строится легенда обзорной карты неотектоники. В основе ее лежит выделение (на первой ступени классификации) трех главнейших категорий структур, резко отличающихся по геофизическому строению земной коры: континентальных, океанических и переходных между ними геоструктурных областей. Далее проводится «многоступенчатая» классификация новейших структур по основному принципу построения карты — выделению новейших геоструктурных областей, различающихся общей направленностью и интенсивностью новейших тектонических движений, что отражается в районировании. В качестве иллюстрации выделяемых типов геоструктур новейшего этапа развития приводится часть легенды к карте новейшей тектоники СССР и сопредельных областей масштаба 1 : 5 000 000 (1979 г.). Читая ее, следует иметь в виду, что современные геосинклинали в настоящее время нами не выделяются (табл. 4).

К началу неотектонического этапа земная кора уже характеризовалась структурной неоднородностью, отразившей ход тектонического процесса во времени (вертикальная неоднородность) и в пространстве (горизонтальная неоднородность), зависящей от суммарного эффекта проявлявшихся тектонических движений и других геологических процессов. В совокупности они обусловили различные эндогенные режимы. Под эндогенными режимами В. В. Белоусов понимает совокупность процессов, под воздействием которых возникают и формируются структурные формы. Типы эндогенных режимов определяются процессами, происходящими в литосфере. Ведущие из них — тепловой поток, глубина кровли астеносферы, степень ее выраженности, преобразование вещества в недрах (фазовые превращения, изменение физических свойств и др.). На тип эндогенных режимов влияют: степень раздробленности литосферы, характер и степень трещиноватости отдельных ее участков, особенности и интенсивность магматизма, степень контрастности глыбовых движений, соотношения между поднятиями и опусканиями и др.

Каждый из выделенных режимов характеризуется определенным сочетанием признаков, отражающих интенсивность и направленность тектонических движений, их кинематику, т. е. параметры, которые кладутся в основу построения карт неотектоники. Выделяемые геоструктурные области совпадают с регионами, отличающимися разными эндогенными режимами, проявляющимися в современную эпоху; их функционирование определяет специфику развития новейших движений и особенности геодинамических процессов, хорошо выделяющихся на обзорных картах неотектоники.

Принципы неотектонического районирования. В неотектонике используются те же принципы районирования, что и при геологическом или тектоническом районировании. Разработаны они слабо. Продолжает оставаться неясным вопрос — что должно лежать в основе такого районирования. Над проблемой тектонического районирования работали Б. П. Бархатов, К. В. Боголепов, Ю. А. Косыгин, А. А. Богданов, Т. Н. Спижарский, В. Е. Хаин, Н. П. Херасков, А. Л. Яншин, Н. И. Николаев и многие другие. Впервые принципы тектонического районирования были сформулированы в 1933 г. одновременно в работах М. М. Тетяева, Д. В. Наливкина, А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского. В них задача тектонического районирования трактовалась одинаково — выделялись районы с разной геологической историей. При этом, однако, давались существенно различные схемы. Значительно позже В. В. Белоусов в ряде работ развивал мысль о том, что геотектоническое районирование, историко-геологическое по существу, должно включать класси-

Таблица 4

Типы геоструктур новейшего этапа развития

Континентальные	Платформы в пределах:	древних платформ	щитов и массивов		
			плит		
		молодых платформ	щитов и массивов		
			плит		
	Орогены	эпиплатформенные в областях	дорифейской складчатости		
			рифейской и палеозойской складчатости		
		«промежуточного» типа развития в областях	мезозойской складчатости Тихоокеанского пояса		
			мезозойской, раннекайнозойской складчатости	Тихоокеанского пояса	
				Альпийского пояса	
		эпигеосинклинальные в областях	позднекайнозойской незавершенной складчатости	Тихоокеанского пояса	
				Альпийского пояса	
	Рифтогены	внутриконтинентальные			
		сквозные (переходящие по простиранию в океанические)			
Переходные от континента к океану	Периконтинентальные мегафлексуры материковых склонов				
	Геосинклинали	Тихоокеанского типа	мегафлексуры склонов зрелых островных дуг		
			зрелые островные дуги		
			глубоководные котловины		
			аваншельфы		
			прогибы подножий материковых склонов, склонов зрелых островных дуг и аваншельфов		
			приконтинентальные вулканические поднятия		
			молодые островные дуги	вулканические гряды	
				межгрядовые прогибы	
				невулканические гряды	
			приконтинентальные невулканические поднятия		
			глубоководные желоба		
		Атлантического типа	аваншельфы		
			прогибы подножий материковых склонов и склонов аваншельфов		
Океанические	Платформы	краевые валы			
		плиты, в том числе внутриконтинентальные микроокеаны			
	Орогены	сводово-глыбовые поднятия			
	Рифтогены	срединно-океанические поднятия			
		рифтовые впадины			

фикацию участков земной коры по признакам их строения и истории структурного развития.

В современной литературе, по мнению Ю. А. Косыгина и В. Е. Хаина, под геологическим районированием следует понимать деление пространства Земли и земной коры на составные элементы — геологические тела разных масштабов, изображаемые на собственно тектонических картах. К этим телам относятся складчатые и покровные комплексы, структурно-фациальные, тектонические зоны и т. д. Н. С. Шатский большое внимание уделял геометрической форме геологических тел, конкретным объектам картографирования, показываемым методом изолиний, которые классифицируются как структурные особенности залегания пород.

Вещественные свойства и геометрические характеристики тел по мнению, высказанному в 1972 г. Ч. Б. Борукаевым и Л. М. Парфеновым, должны быть основой тектонического районирования. И форма геологических тел, и их вещественный состав — результат проявления разных видов геологических движений, определяющих формы, границы и расположение в земной коре первичных и вторичных тектонических тел, сложенных разными по генезису породами. Особенности тектонических режимов зависят от сочетания движений с другими геологическими процессами, под действием которых возникают разные по структуре регионы, качественно изменяющиеся в процессе развития Земли. Исходя из этого в 1968 г. Т. Н. Спижарский предлагает в основу тектонического районирования положить тектонический режим. Другие исследователи считают, что районирование по типам тектонического развития — режимам, как правило, базируется только на представлениях авторов, а не на конкретном материале (Ч. Б. Борукаев).

Для структурных карт складчатых областей тектоническое районирование, по мнению А. В. Лукьянова и И. Г. Щербы, можно осуществить путем выделения парагенезиса структур и структурного рисунка. Сюда относятся наборы простейших структурных форм, которые составляют единые тектонические зоны, занимающие определенные объемы горных пород и отличающиеся по структуре от соседних участков. Такой подход позволяет, как считают эти авторы, определить механизм образования структур, роль в этом процессе горизонтальных и вертикальных движений земной коры и т. д.

При тектоническом районировании предполагается, что границы геологических тел, выделенные на поверхности, могут быть экстраполированы на ту или иную глубину исходя из их возраста и структурных соотношений. Поэтому противопоставление площадного районирования объемному, как считают К. В. Боголепов, Ю. А. Косыгин и др., вряд ли целесообразно, поскольку районирование обычно является и объемным и пространственным. Как видим, в геотектонике существуют противоречивые мнения о районировании.

Геологические тела обладают множеством свойств, и классификация этих тел может быть основана на любом из них. В основе классификации должен лежать такой принцип группировки, чтобы в каждый определенный таксон включались тела с тождественными или весьма близкими свойствами и чтобы в расположении выделенных таксонов была бы определенная иерархическая соподчиненность. Ч. Б. Борукаев и другие рассматривают тектоническое районирование как моделирование тектонического пространства. Тектоническая карта в таком случае будет моделью пространства. Логическая модель — легенда такой кар-

ты. При этом карта обязательно содержит элемент прогноза, и именно этим определяется ее практическое и теоретическое значение.

Очевидно, неотектоническое районирование следует проводить с учетом высказанных соображений: выделять геотектонические единицы новейшего этапа развития, объемные блоки земной коры (литосферы) разных размеров по особенностям их строения и жизни в новейший этап. Крупные блоки мы называем геоструктурными областями, подразумевая региональные участки земной коры. Это — сложные геологические тела, состоящие из совокупности более простых и меньших по размерам геологических тел — структурных зон, характеризуемых общностью тектонического развития.

Большинство современных обзорных тектонических карт отражают преимущественно качественное районирование. Элементы количественного районирования присутствуют на таких картах ограниченно (например, стратоизогипсы фундамента, линии равных мощностей некоторых геологических тел и др.). В основе же неотектонического районирования, наоборот, лежат интенсивность и направленность движений, выраженных на чисто количественной основе в оцифрованных изобазах. Поэтому если изображение геометрической формы выделяемых геологических тел на картах тектонического районирования считается дополнительной характеристикой, то на неотектонических картах это конкретные объекты картографирования. Часто они совпадают с формами рельефа земной поверхности. Таким образом, изображение геометрических форм геологических тел на картах неотектоники, имеющих свою геологическую историю, является одним из главных элементов ее содержания, дающим основу и для неотектонического районирования, и для выделения геоструктурных областей.

Для выявления тектонических особенностей новейших структур земной коры в более крупном масштабе в соответствии с поставленными задачами необходимо применять комплексное неотектоническое районирование, учитывающее историю формирования выделяемых блоков земной коры. Районирование должно учитывать особенности структуры и соотношение с другими тектоническими телами. Структура является носителем и других свойств тектонических тел (напряженное состояние коры), которые также необходимо принимать во внимание. При районировании территории с континентальной корой это обусловливает возможность совпадения контуров выделяемых региональных геотектонических единиц новейшего этапа развития. Однако в ряде случаев они не совпадают с контурами тектонических структур ранних этапов тектонического развития земной коры, вследствие перестройки эндогенных режимов. Применяя эти принципы, по карте новейшей тектоники можно выявить регионы с унаследованным, наложенным или зависимым развитием.

До настоящего времени из-за отсутствия фактических данных тектоническое районирование дна акваторий было невозможно. За последние два десятилетия в связи с повышенным интересом к полезным ископаемым океанического дна и накоплением новых фактов появились попытки его тектонического районирования. Были составлены мелкомасштабные тектонические карты, в которых участвовали И. П. Атласов, П. Н. Кропоткин и К. А. Шахворстова, А. Л. Яншин, Г. Б. Удинцев, В. Ф. Канаев, Ю. М. Пущаровский и др. [9, 61]. В последние годы появились карты неотектоники различных территорий с охватом дна акваторий [42, 52].

Тектоническое районирование дна океана основывается на данных о современных морфологических структурных провинциях и их сочетаниях, устанавливаемых по детальным батиметрическим картам, на геофизических, в первую очередь сейсмических материалах, которые дают возможность провести районирование исходя из комплекса физических признаков. Общее соответствие комплекса геофизических параметров структурным формам рельефа поверхности дна океанов позволяет отождествлять морфологические провинции с морфотектоническими и выделять их в качестве структурных элементов океанического дна. Многие авторы (Б. Хайзен, М. Торп, М. Юинг, Г. Менард и др.) при составлении тектонических карт дна океанов используют вспомогательные признаки районирования — характеристику динамики современных тектонических процессов, таких, как вулканизм, сейсмическая активность, тепловой поток, степень расчлененности рельефа морского дна и др. Незначительную роль при выделении структурных форм и их типизации играло непосредственное определение вещественного состава пород и их возраста, установленного радиометрическими методами. При отсутствии геологических данных (например, результатов подводного бурения) обобщенный вещественный состав горных пород определяется косвенным путем (на основании аналогий, интерпретации геофизических характеристик или данных эксперимента). Накопление этих данных уже в настоящее время дает возможность в первом приближении выявлять состав, степень дислоцированности новейших отложений, мощность которых достигает во многих переходных от континента к океану зонах нескольких сотен и тысяч метров. Ввиду доказанной молодости морфотектонических провинций океанического дна, возникших в течение мезозоя или в кайнозое, они в значительной мере являются неотектоническими, хотя их нижняя граница не всегда четкая и не во всех случаях может быть определена.

Таким образом, при неотектоническом районировании учитываются интенсивность, направленность и контрастность тектонических движений, а также характер и возраст субстрата, вовлеченного в поднятие или опускание, геофизическое строение с выявлением типа земной коры, особенности новейших отложений, явлений вулканизма и сейсмичности, роль складчатых, разрывных и глыбовых дислокаций, морфоструктурное выражение. Во всех случаях выделяются структурно однородные участки. Набор признаков, по которым проводится районирование, зависит от масштаба составляемой карты, степени изученности и целевого назначения такой карты. Выделяемые геоструктурные области обычно отличаются очертаниями (изометричные, вытянутые, линейные), режимом тектонических процессов, геоморфологическим выражением структурных форм разных порядков.

Производные карты неотектоники. Кинематика вертикальных тектонических движений дополнительно может быть изучена путем составления ряда производных карт. Карты неотектоники, давая наиболее полную и объективную сводку фактического материала и показывая конечный, средний по времени результат перемещений различных участков земной коры, тем не менее, не позволяют судить о темпе перемещений. Кроме того, по картам амплитуд можно лишь качественно и весьма приблизительно судить о контрастности, дифференцированности вертикальных тектонических движений и о характере развития тектонических структур при переходе от одного этапа к другому. Эти недостатки помогают устранить дополнительные карты, являющиеся производными карт амплитуд новейших движений.

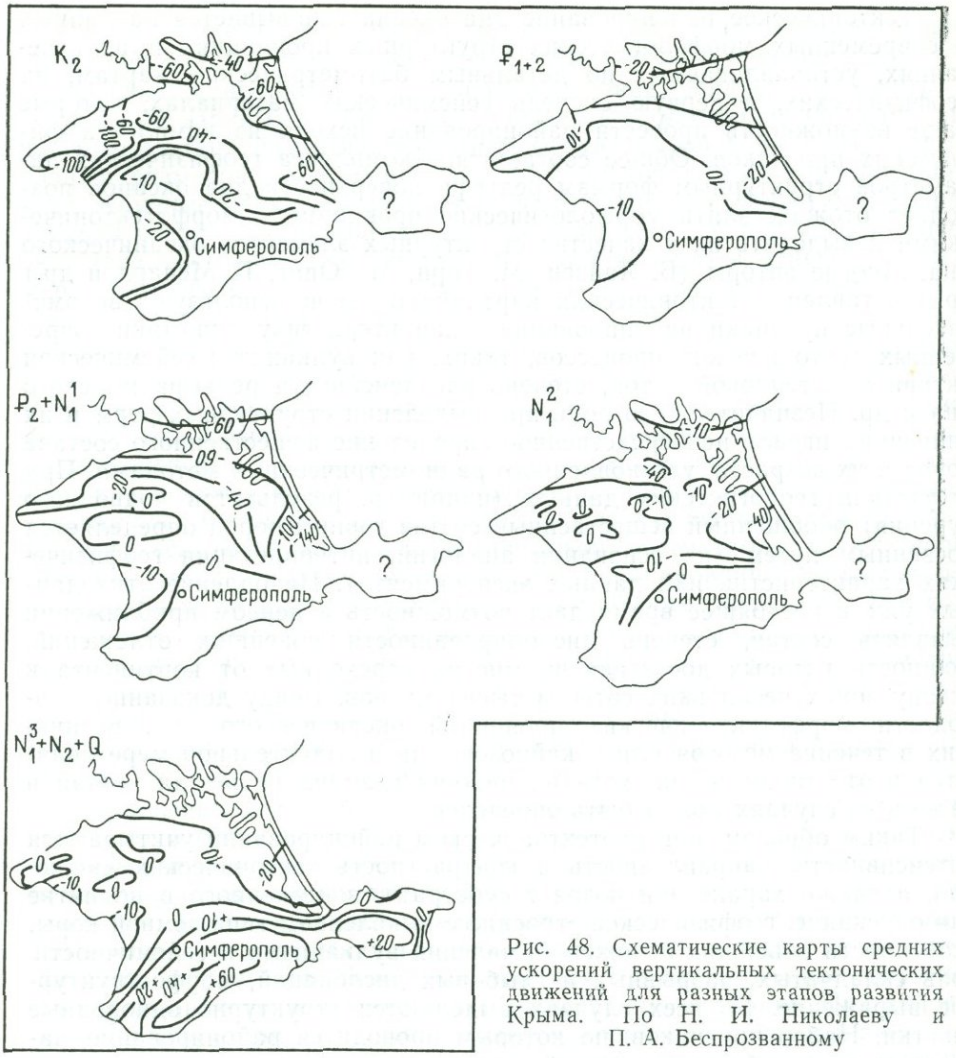


Рис. 48. Схематические карты средних ускорений вертикальных тектонических движений для разных этапов развития Крыма. По Н. И. Николаеву и П. А. Беспрозванному

Широкое применение находят карты средних скоростей вертикальных тектонических движений при анализе современных и более древних движений. На них с помощью изолиний показывается амплитуда перемещений за единицу времени. Средняя скорость вертикальных тектонических движений вычисляется обычно по формуле $\bar{v}=h/T$ или $\bar{v}=\Delta h/\Delta T$, где $\bar{v}$ — средняя скорость вертикальных тектонических движений в течение рассматриваемого этапа; h — амплитуда этих движений; T — длительность этапа по данным абсолютного возраста. Карта составляется в изолиниях и в общем повторяет положение изолиний карт амплитуд вертикальных тектонических движений. Вместе с тем появляется возможность сравнивать тектонические движения различных по длительности этапов, характеризовать темп движений.

Для характеристики изменений тектонических движений при переходе от одного этапа развития к другому в 1967 г. Н. И. Николаевым и П. А. Беспрозванным была применена методика построения карт средних ускорений вертикальных тектонических движений (рис. 48).

Значения ускорений рассчитывались по формуле $a=2(\bar{v}_1-\bar{v}_2)/T_{1-2}$, где a — ускорение в м/млн. лет в млн. лет; $\bar{v}_1$ — средняя скорость за более ранний из рассматриваемых этапов; $\bar{v}_2$ — средняя скорость за более поздний этап; T_{1-2} — общая длительность обоих этапов по данным абсолютной геохронологии, млн. лет.

С помощью этих карт удается отразить характер смены скоростей вертикальных тектонических движений во времени и выявить степень их синхронности в различных структурных элементах. Подобные карты позволяют также судить о разобщенности или связи тектонических движений в пределах различных территорий и установить начало активизации тектонических движений.

При количественной характеристике кинематики тектонических движений широко используется метод построения карт средних градиентов скорости вертикальных тектонических движений, разработанный в 1959 г. М. В. Гзовским, В. Н. Крестниковым и Г. И. Рейснером. Под градиентом скорости вертикальных тектонических движений понимают меру изменения в пространстве величины скорости поднятия или опускания при перемещении на единицу длины для определенного интервала времени. Средний градиент скорости тектонических движений связан со скоростью деформаций земной коры и с касательными напряжениями, обусловливающими эту деформацию. Величина градиента скорости вертикальных тектонических движений определяется по формуле $(h_2-h_1)/l_{1-2}T$, где h_2-h_1 — разность высот двух выбранных точек (находящихся до начала движения на одной и той же высоте), см.; l_{1-2} — расстояние между проекциями этих точек на горизонтальную плоскость, см; T — время деформации (принимаемое в соответствии с исходной картой новейших тектонических движений).

В правой части формулы величина T постоянная, две других — переменные. Величина h_2-h_1 имеет различное значение для платформ и зон орогенеза; величина l_{1-2}, равная расстоянию между изолиниями (изобазами карты), берется в направлении, перпендикулярном к этим линиям. Для карт масштаба 1 : 5 000 000 минимальная величина для расчетов может быть принята равной 5 км, что на карте составляет 1 мм. Для построения карты градиентов рекомендуют подбирать такие значения $|\mathrm{grad}\, v|$, чтобы изолинии их, которые были названы изоградами (Н. И. Николаев, Е. А. Шенкарева), были проведены более или менее равномерно как на участках, отвечающих материковым платформам, так и в орогенических областях, что позволяет достаточно ярко подчеркнуть особенности крупных неотектонических структур (рис. 49).

Установлено, что средняя величина градиента скорости зависит от продолжительности времени осреднения. Неравномерность и сложная периодичность тектонических движений, часто их инверсионный режим во времени являются причиной того, что средняя величина градиента скоростей уменьшается с увеличением времени осреднения. Для таких участков средняя величина градиентов скоростей будет в какой-то мере заниженной по сравнению с районами проявления направленных движений. В целом же можно предполагать, что градиенты скоростей на составленных картах меньше истинных из-за неравномерности проявления тектонических движений во времени. Поэтому такие карты должны быть для возможно более коротких отрезков времени неотектонического этапа. Сопоставление карт изоград для одного и того же района показывает динамику изменения напряжений и деформаций земной коры во времени.

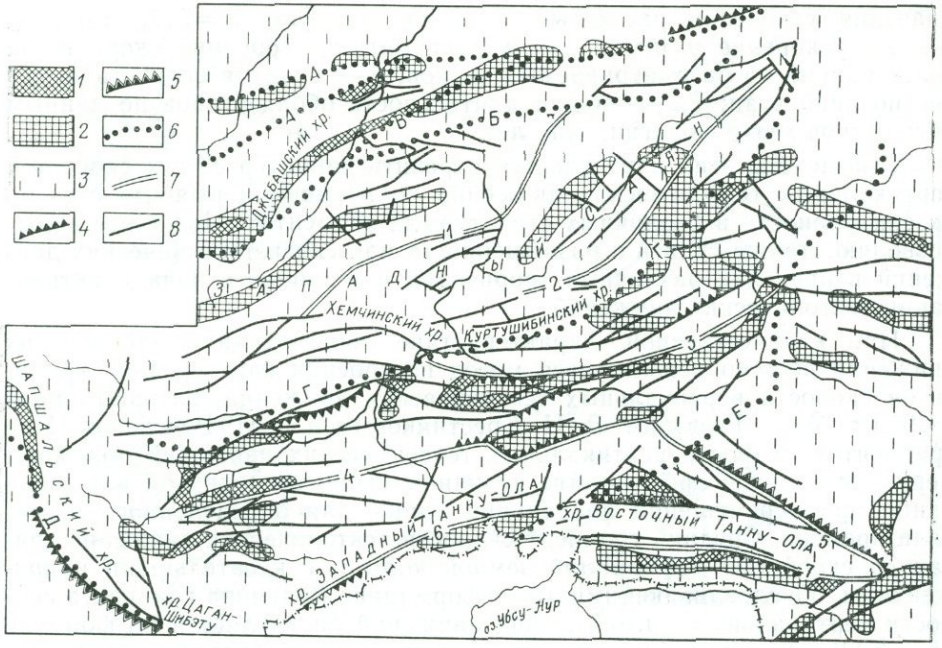


Рис. 49. Карта средних градиентов скорости вертикальных тектонических движений Западного Саяна и Западной Тувы за период активизации. По Г. И. Рейснеру

Участки, в пределах которых величина градиента составляет: *1* — более $2{,}5\times10^{-9}$ год$^{-1}$; *2* — $1{,}3$—$2{,}5\times10^{-9}$ год$^{-1}$; *3* — $1{,}3\times10^{-9}$ год$^{-1}$. Амплитуды перемещений по зонам разломов составляют: *4* — от 500 до 1000 м; *5* — более 1000 м; *6* — зоны глубинных разломов: А — Северо-Саянский, Б — Джебатский, В — Борусский, Г — Саяно-Тувинский, Д — Шапшальский, Е — Убсунур-Бийхемский; *7* — региональные разломы: *1* — Саянский, *2* — Куртушибинский, *3* — Южно-Саянский, *4* — Северо-Таннуольский (западный), *5* — Северо-Таннуольский (восточный), *6* — Южно-Таннуольский (западный), *7* — Южно-Таннуольский (восточный); *8* — прочие разломы

Для вычисления градиентов и составления карт средних градиентов скорости вертикальных движений, как считают Н. И. Николаев, И. С. Сидоров, П. Н. Николаев, возможно применение ЭВМ. Карту неотектоники можно отождествлять с картой вертикальных тектонических движений, так как она отражает общую деформацию, независимо от направления движений (вертикальных или горизонтальных). Сам же градиент является вектором, т. е. характеризуется как абсолютным значением (модулем), так и направлением. Существующая методика построения карт градиентов показывает лишь распределение по площади значений модуля градиента, и такие карты вполне могли бы называться «картами модулей градиентов». Составленная нами карта средних градиентов скоростей движений территории СССР позволяет более объективно количественно характеризовать морфологию структурных форм, явившихся результатом проявления глубинных геологических процессов. Главные контуры изоград в платформенных областях выявляют изометричные участки, отражающие блоковое строение фундамента. В пределах щитов выявляется мозаичное распределение значений градиентов, что указывает на раздробленность фундамента и четкое отображение ее в структурных формах.

Распределение градиентов скоростей в подвижных областях отличается мелкими, часто меняющимися контурами: это или линейно вытянутые полосы (Кавказ, Копет-Даг), или пятна изометричной формы с мозаичным расположением участков (Памир, Тянь-Шань), что ука-

зывает либо на преобладание линейно складчатых, либо глыбового характера структурных форм. В отличие от материковых платформ, они имеют более резкое морфологическое выражение и большую контрастность. Очень часто эти свойства находят прямое отражение в рельефе литосферы. Большое значение в морфологическом выражении структурных форм имеют разломы (например, Забайкалье). При этом полосы с высокими градиентами настолько узки, что на карте они сливаются с линиями разломов. На карте хорошо обосновываются границы выделяемых структурных элементов (например, Урал и др.).

Анализ физического смысла рассматриваемого градиента показал, что средний градиент вертикальных движений земной коры за неоген-четвертичное время не может быть использован для решения прогноза землетрясений по методике, разработанной М. В. Гзовским и другими, и не может отражать современного уровня сейсмической активности. Оказывается, ни энергия, ни повторяемость сильных землетрясений для ряда районов (Кавказ, Прибайкалье) не соответствуют средним градиентам вертикальных движений земной коры. Указывавшие на это в 1963 и 1966 гг. В. П. Солоненко, Н. А. Флоренсов и А. А. Тресков отмечали, что регионы с низкими градиентами скорости вертикальных движений нередко оказываются сейсмически более активными по сравнению с регионами, имеющими высокий градиент. Поэтому вычисление градиентов скорости движения структур в неоген-четвертичное время не может быть основой прогноза возможной энергии и повторяемости землетрясений и тем самым основой сейсмического районирования. Исследования Н. И. Николаева, И. С. Сидорова и П. Н. Николаева в 1968 г. подтвердили правильность этого заключения. Однако для районов, где физико-математическая модель, принятая М. В. Гзовским, имеет место, данные по градиентам могут быть полезны.

Обобщенную количественную характеристику кинематики тектонических движений может дать карта тектонической активности, предложенная в 1969 г. П. Н. Николаевым. Тектоническая активность (интенсивность) — комплексный параметр, представляющий суммарную характеристику, отражающую амплитуду, градиент скорости и степень дифференцированности вертикальных тектонических движений. Расчет активности тектонических движений ($A_т$) производится по формуле (в м/км^2·млн. лет): $A_т = (h_1+h_2)/2\pi R^2$, где h_1 и h_2 — значения двух соседних изолиний амплитуд вертикальных тектонических движений; T — геологическое время, в течение которого происходили эти движения, πR^2 — площадь круга, вписанного между изолиниями h_1 и h_2.

На основании вычислений строится карта изоактив как производная от исходной карты новейшей тектоники, построенной в изобазах. Расчеты показали, что достоверность полученных данных не ниже достоверности исходного материала. Из сказанного следует, что средняя активность равна амплитуде вертикальных тектонических движений, нормированной по плотности и по времени.

При составлении карты средней активности вертикальных тектонических движений по карте амплитуд удобно пользоваться круговой палеткой с переменным радиусом R, представляющей собой ряд концентрических окружностей. Центр этой палетки совмещается биссекторными линиями изолиний анализируемой карты амплитуд и перемещается на величину используемого в данный момент радиуса R, который равен половине расстояния между двумя соседними изолиниями. Величина R определяет площадь, для которой рассчитывается тектоническая активность. Значение средней амплитуды берется равным среднему значению

между двумя соседними изолиниями (т. е. биссекторному значению амплитуды h). Для замкнутых контуров значение биссекторной амплитуды h берется равным значению внутренней замкнутой изолинии или же значению замыкающего контура. В дальнейшем по вычисленным значениям, записываемым в точках, с которыми совмещался центр палетки, проводятся изоактивы, характеризующие напряженность векторного поля вертикальных тектонических скоростей. С помощью карт изоактив можно относительно более подробно и дифференцированно охарактеризовать распределение вертикальных тектонических движений в плане. Они четко выявляют глыбовое строение земной коры, позволяют количественно охарактеризовать детали строения структурного плана.

Выявляется, что участки с повышенной тектонической активностью приурочены: а) к крутым крыльям новейших структур и к флексурным изгибам, характеризующимся повышенным градиентом скоростей; б) к сводовым частям линейно вытянутых структур (на карте градиентов скоростей вертикальных тектонических движений для подобных участков $\mathrm{grad}\, v$ равен 0 как бы велика ни была скорость развития такой структуры); в) к участкам значительной дифференцированности тектонических движений; например, к щитам — Балтийский щит и Уральский ороген характеризуются равной активностью, хотя амплитуды новейших движений на Урале в среднем выше, чем на Кольском полуострове.

Анализ карты новейшей тектонической активности позволяет выявить, по данным Л. А. Сим, некоторые характерные особенности разрывных нарушений, которые не улавливаются на других картах, а именно: 1) на концах разрывов и в зоне блокировки одного разрыва другим тектоническая активность повышается; 2) в центральной части прямолинейных нарушений, а также в зонах пересечения таких разрывов наблюдается понижение тектонической активности; 3) в области наибольшего изгиба дугообразных разрывов и зон разрывных нарушений активность тектонических движений резко увеличивается.

Указанные особенности взаимосвязи разрывных нарушений и тектонической активности сходны в общих чертах с характеристикой распределения максимальных касательных напряжений вдоль разрывов, полученной с помощью метода поляризационно-оптического моделирования (по М. В. Гзовскому и др.). По данным такого моделирования максимумы касательных напряжений приурочены к выпуклой стороне дугообразного разлома, а минимумы — к вогнутой. Распределение тектонической активности не выдерживает строго этого правила. Анализ крупнейших региональных зон дугообразных глубинных разломов позволяет предположить, что на характер активизации новейших тектонических движений оказывают значительное влияние физические свойства деформируемых пород. Так, в зоне Байкальского рифта, приуроченного к выпуклой части изгиба зоны разломов, ограничивающих Сибирскую платформу, активность повышена в среднем 0,1 м/км^2·млн. лет, а в соизмеримой с нею выпуклой части изгиба, обращенной на платформу с жестким консолидированным основанием (сочленение с Верхоянским новейшим поднятием), активность понижена, зато она резко повышается со стороны вогнутого изгиба в области мезозойской складчатости, сложенной более пластичным материалом по сравнению с платформой.

К дугообразному изгибу зоны глубинных разломов на границе Сибирской платформы с областью орогенеза на байкальском складчатом основании, обращенному выпуклой частью на платформу, приурочено

одинаковое в обеих геоструктурных областях повышение тектонической активности (0,1 м/км^2·млн. лет). В пределах Восточно-Европейской платформы аналогичным примером является зона изогнутых разрывных нарушений, ограничивающих Прикаспийскую впадину, расположенную во внутренней части изгиба. С выступом Казахского молодого щита на Западно-Сибирской плите связано относительное повышение активности на выпуклой стороне изгиба. Зона сочленения Тиманских разломов, заблокированных Уральской системой разломов, характеризуется относительно повышенной активностью новейших движений в прилегающих к этой зоне частях Русской плиты и Печорской впадины.

Рассмотренные типы разрывных нарушений характерны для разломов всех порядков. При этом площади участков с повышенной активностью чаще всего увеличиваются при повышении линейных параметров разрывного нарушения (протяженность, глубина). По-видимому, такие особенности взаимосвязи между пространственным распределением разрывных зон и тектонической активностью могут быть обусловлены влиянием смещений по разрывам на напряженное и деформированное состояние его крыльев.

Выявленные особенности могут оказаться перспективными для прогноза разрывных нарушений как с вертикальными, так и с горизонтальными смещениями. На платформах новейшие структуры, обусловленные подвижками по блокам фундамента, имеют часто незначительные амплитуды, а картирование новейших разрывов чрезвычайно затруднено. Построение карт активности тектонических движений может быть использовано при прогнозировании разрывных нарушений в фундаменте.

Для количественной характеристики кинематики тектонических движений используются величины горизонтальных взаимодействий, дробность тектонических движений и др. [50]. Применение этих приемов позволяет не только охарактеризовать сложное поле скоростей тектонических движений и выявить относительную роль горизонтальной и вертикальной составляющих в деформации земной коры, но и использовать разработанные карты в практических целях.

Глава IV

ИНСТРУМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

ЗАДАЧИ И МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ НЕОТЕКТОНИКИ НА ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПОЛИГОНАХ

Выявление движений на современном этапе — очень трудная задача. Интенсивность тектонических движений земной коры обычно измеряется миллиметрами в год и выделить их среди других процессов, происходящих как на поверхности, так и в недрах Земли, можно лишь применяя различные инструментальные методы и проводя высокоточные длительные измерения. В значительной мере современные движения земной поверхности являются отражением процессов, происходящих в глубинах Земли (в земной коре, мантии, ядре). Понять природу современных движений можно только познав всю совокупность явлений, происходящих в недрах, и различных экзодинамических и гидродинамических процессов в поверхностных частях земной коры. В целом же они оказываются результатом многих составляющих, порожденных разными причинами: внутренними, внешними, космическими и деятельностью человека. Современные движения выявляются путем применения разнообразных методов: геологических, геоморфологических, геофизических, геохимических, астрономических, геодезических и многих других наук о Земле, вследствие чего их изучение неизбежно приобретает комплексный характер.

Технические средства, созданные для изучения современных деформаций и движений земной коры, в виде высокоточных нивелиров, теодолитов, дальномеров, гравиметров и других, обладают достаточно высокой чувствительностью и постоянно совершенствуются. Уже в настоящее время удается улавливать движения в весьма большом диапазоне частот — от сейсмических колебаний до периодических (квазипериодических) движений векового характера. В соответствии с национальными и международными программами изучение современных движений производится на геодинамических полигонах. За рубежом они называются «модельными областями». На них стремятся использовать или часть, или весь арсенал существующих технических средств для наблюдений за современными движениями. В настоящее время геодинамические полигоны охватывают весь земной шар, расширяются и дают высокую точность наблюдений. Более 50 полигонов действуют в СССР (главнейшие из них в Гарме, Душанбе, Алма-Ате, Ташкенте, на Байкале, в Петропавловске на Камчатке, Карпатах, в Крыму и др.). За рубежом главный комплексный геодинамический полигон находится в Америке, в области крупного разлома Сан-Андреас (США, Калифорния). Кроме того, частичные наблюдения проводятся на полигонах в штатах Аляска, Монтана, Невада, Нью-Мексико, Юта, Вашингтон, а также в районах Мериленд (США) и Новая Скоттия (Канада).

Геодинамические полигоны имеются в Венесуэле, Аргентине, в Мексике, Коста-Рике. Мало развиты геодинамические исследования в Австралии (ведутся в районе г. Канберра). В Новой Зеландии имеется

более 20 стационаров с геодезическими измерениями. Один сплошной геодинамический полигон с большим количеством наблюдений представляет Япония. Геодинамические исследования проводятся в Индии, Пакистане, Шри-Ланке, КНР, Филиппинах. В Африке ими охвачена рифтовая зона в Эфиопии и на Карибе (северо-запад Зимбабве). Широкое развитие геодинамические исследования получили в Европе. Постоянные наблюдения ведутся в Нидерландах. Плодотворно сотрудничают Франция, Швейцария, ФРГ, Австрия и Италия по геодинамическим наблюдениям в Альпах; можно отметить сотрудничество Норвегии, Швеции и Финляндии по наблюдениям в Скандинавии. В ФРГ подробно изучается Рейнский грабен; во Франции — область Эльзаса, в Италии — Мессинский пролив, районы Милана и Венеции; в ГДР — долина р. Эльбы; в Чехословакии семь полигонов, расположенных в долине р. Дуная, районы Братиславы и Карпат. Частичное изучение проводится в Румынии, Болгарии, Югославии и в других странах.

Организация полигонов сопряжена с трудностями из-за большой стоимости и необходимости оснащения разнообразной, часто уникальной, аппаратурой. Вместе с тем считают, что затраты на них значительно меньше по сравнению с затратами для получения данных по обширным территориям. В связи с решением ряда конкретных практических задач дополнительно устраиваются полигоны в районах крупного гидротехнического строительства, на сейсмоопасных участках для прогноза землетрясений.

Участки детальных стационарных наблюдений очень различны по размерам — это или отдельные обсерватории, или локальные площадки относительно небольших размеров, или большие региональные полигоны с поперечником до 200 км и более. На каждом из них производятся комплексные, длительные наблюдения. Как правило, начинают с изучения геологическое строение выбранного района, его геоморфологии, причем большое внимание уделяется экзогенным процессам, которые могут оказать влияние на устойчивость геодезических и других реперов путем применения методов фотогеологии, стереограмметрических наблюдений и др.

Внимание уделяется изучению новейших движений и структур комплексом геолого-геофизических методов; эти данные представляют как бы фон, на котором проявляются современные движения. Для выяснения внутреннего геологического строения территории применяются глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ), сейсморазведку, МОВ и другие методы. Выявляется общая сейсмичность территории. Параллельно проводятся различные инструментальные наблюдения. К ним относятся: повторное нивелирование, повторные триангуляционные измерения, повторная трилатерация с использованием лазерных дальномеров, наблюдения, получаемые приборами разного типа, в частности, водотрубными наклономерами с большой базой (порядка десятков метров). Проводятся водомерные наблюдения на футштоках, применяются различного типа деформографы.

На различных геодинамических полигонах организуются сейсмические наблюдения, наблюдения за аномальным ходом вековых измерений магнитного поля Земли, за приливными и апериодическими вариациями силы тяжести, вариациями электрического сопротивления Земли, определяются скорость теплового потока и термический режим земной коры. Систематически проводятся геохимические наблюдения за содержанием в подземных водах газов и разных микрокомпонентов, а также за динамикой уровня подземных вод.

В сейсмических зонах и в районах производства горных работ объектом наблюдений являются также упругие свойства разных типов горных пород и условия накопления и разрядок сейсмической энергии. При этом выявляется неотектоническая структура и связь с ней напряженного состояния горных масс. Большое внимание уделяется наблюдениям над разрывными деформациями всех типов. В ряде районов изучение напряжений в массивах горных пород проводится путем непосредственных, натурных измерений.

Для изучения горного давления в шахтах применяются различные маркшейдерские методы. Производятся повторные определения положения отдельных точек в горных выработках с помощью теодолитов и нивелиров. Применяются различные приборы для определений деформаций, использующие различные принципы измерительной техники: механический, оптический, электрический, магнитный или их комбинации. Применение находят различные геофизические методы: наклонномерные, сейсмические, акустические и ультразвуковые; метод, использующий быстро протекающий процесс распространения упругих волн в горных породах, электрические, термические и радиометрические методы, выявляющие связь изменения соответствующих характеристик пород с изменением их напряженного состояния и их трещиноватостью.

В вулканических районах проводится цикл наблюдений над современной вулканической активностью и сейсмичностью. На ряде обсерваторий (постоянных или временных) ставятся определения координат для решения сложной задачи горизонтального перемещения отдельных блоков и литосферных плит.

На геодинамических полигонах путем детального анализа комплексных наблюдений выявляется геодинамика отдельных районов, отдельных структурных элементов разных рангов. Используются они и для изучения общих вопросов геотектоники, в частности, для изучения горизонтальных перемещений литосферных плит. Решаются эти задачи путем анализа данных по системе полигонов, а также привлечения материалов, полученных спутниковыми методами с целью выявления движений отдельных континентов (Северная Америка, Япония, Австралия). Развивается радиоинтерферометрическая техника, используются лазерные отражатели, установленные на Луне и на спутниках.

Большое количество применяемых инструментальных методов объясняется сложностью самого объекта изучения. Естественно, не на каждом полигоне проводится полный комплекс наблюдений. Многие геодинамические полигоны имеют различные целевые назначения. Только часть из них имеет комплексный научно-методический. Значительное количество полигонов предназначено в основном для изучения динамики эпицентральных сейсмических зон с целью поисков предвестников землетрясений. На других полигонах проводятся более узкие специальные исследования для решения следующих задач. 1. Изучается природа современных вертикальных движений. При этом учитываются все движения кратковременного характера или короткопериодические (приливные движения; движения связанные с различными сезонными факторами и ряд других). 2. Выявляются и изучаются горизонтальные движения земной коры разными методами. 3. Изучаются движения в областях глубинных, живущих разломов, стыков отдельных тектонических блоков и плит, определяемых: трансформными разломами, дивергентными и конвергентными границами. 4. Изучается взаимосвязь медленных и быстрых (сейсмических) движений, что имеет большое значение для прогноза землетрясений, и деформация земной коры периода под-

готовки землетрясений. 5. Устанавливается влияние инженерно-технической деятельности человека, вызывающей техногенные движения, на эндогенные процессы, в частности, на сейсмический режим с целью предупреждения землетрясений.

В результате решения перечисленных задач выясняется природа и прогноз движений, вызванных тектоническими причинами или техногенными процессами, поэтому некоторые полигоны называют прогностическими.

В настоящее время создается сеть космической триангуляции на на основе международного сотрудничества «Интеркосмос» с целью изучения глобальных деформаций земной поверхности. По программе «Большая хорда» предполагается проводить спутниковые космические геодезические исследования, охватывающие страны Европы, СССР, Монголию, Корею, Индию, страны Южной Америки и Африки, а также острова в Индийском океане. Большая программа по космической геодинамике проводится в США и других странах, организующих сеть обсерваторий лазерной локации, охватывающую страны Северной Америки, Карибского бассейна, Южной Америки, Австралии, Новой Зеландии и др.

Проблема изучения и прогноза современных быстрых (сейсмических) и медленных движений, прогноза возможного проявления землетрясений, их последствий, прогноза развития сейсмогенерирующих структурных форм — одна из самых трудных в современном естествознании, решена она может быть только соединенными усилиями ученых разных стран. В связи с обширностью получаемых материалов стоит вопрос автоматизации и оптимизации систем наблюдений, создания банков данных.

Примером геодинамического научно-методического прогностического полигона, на котором проводится широкий круг исследований, является Гармско-Душанбинский полигон. На рис. 50 представлена гармская часть полигона и указаны виды проводимых там работ (цифры — порядковые номера пунктов наблюдений). Он дает представление о степени насыщенности разными видами наблюдений современного научно-методического полигона. В период подготовки сильных землетрясений аномальные деформации земной поверхности проявляются на больших площадях, охватывая различные геологические структуры. Для их выявления на базе Гармского геодинамического полигона была создана сеть особых точек наблюдений — «деформационных площадок», приуроченных к основным и оперяющим разломам (рис. 51). А. К. Певнев, С. М. Баранова, В. А. Белокопытов, Т. В. Гусева, В. С. Чудновский считают, что при достаточной частоте опроса деформационные площадки могут дать материал не только для долгосрочного, но и для краткосрочного прогноза землетрясений.

Добавим, что другим направлением в решении поставленных задач являются лабораторные эксперименты, теоретические расчеты и моделирование. Раздельное изучение источников движений путем построения механических и физико-химических приближенных моделей с привлечением математических методов В. А. Магницкий и Е. А. Артюшков рассматривают как путь познания природы тектонических движений. При этом считают, что комбинация частных моделей может дать достаточно близкую к действительности схему происхождения вертикальных движений земной коры. Такой путь не принимает во внимание системного подхода, положения общей теории систем, не учитывает специфики геологической среды. С нашей точки зрения, он не может

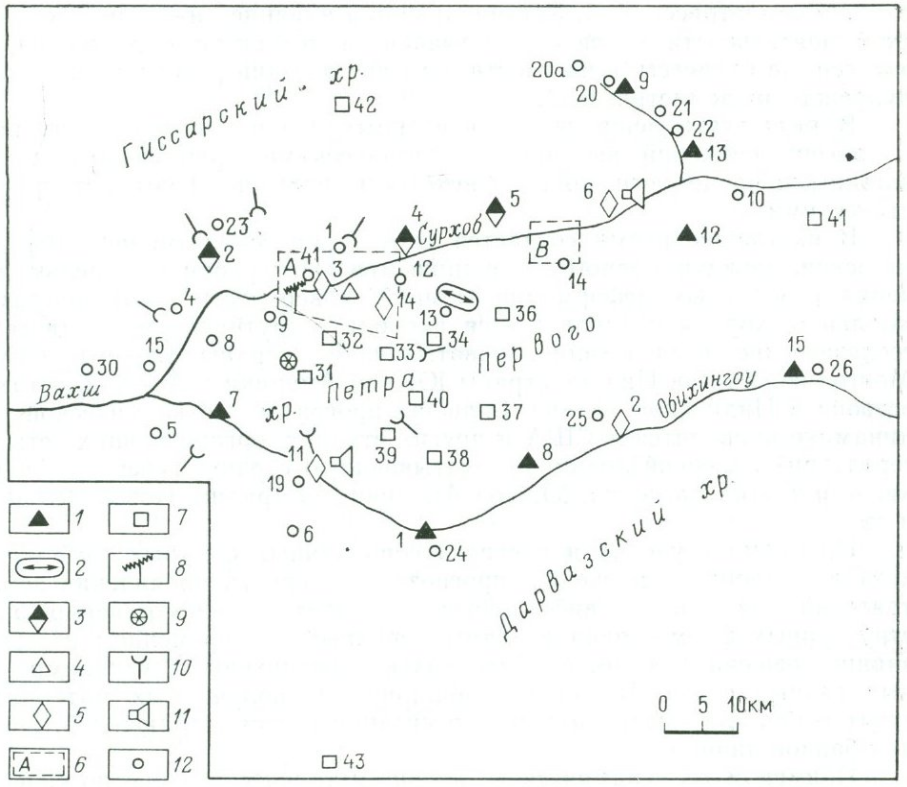


Рис. 50. Схема Гармского прогностического полигона. По М. А. Садовскому и И. Л. Нерсесову

1 — сейсмические станции (СС); *2* — генераторная установка МГД; *3* — СС с аппаратурой записи МГД; *4* — СС с деформационными наблюдениями; *5* — СС с электротеллурической аппаратурой; *6* — зоны детальных геодезических наблюдений; *7* — советско-американские радиотелеметрические станции; *8* — центральный пункт сбора радиотелеметрической информации; *9* — центральный пункт светодальномерной сети; *10* — отражатели светодальномеров; *11* — акустические датчики; *12* — пункты магнитных наблюдений

рассматриваться как полноценный метод разрешения сложной задачи — выявления природы тектонических движений. Этот путь требует усовершенствования и пока дает только некоторый материал для размышлений и дальнейших поисков познания истины.

Некоторые возможности получения косвенной информации для понимания процессов, происходящих в массивах горных пород на разных глубинах и в разных термодинамических условиях, дают лабораторные эксперименты и теория. Лабораторные эксперименты и моделирование встречают существенные трудности и ограничения, хотя и широко используются. Главная трудность заключается в том, что материал образца породы, извлеченный из коренной залежи, всегда (или почти всегда) обладает иными свойствами, чем порода в массиве, что связано с проявлениями пластического течения и растрескивания. При моделировании сложным является вопрос о подобии свойств и поведения горных пород в натуре свойствам и поведению моделируемого материала в лаборатории. Подбор такого материала всегда труден. Трудности заключаются и в недостаточной точности формулировок математических задач, поскольку единой теории упругости, пластичности и разрушаемо-

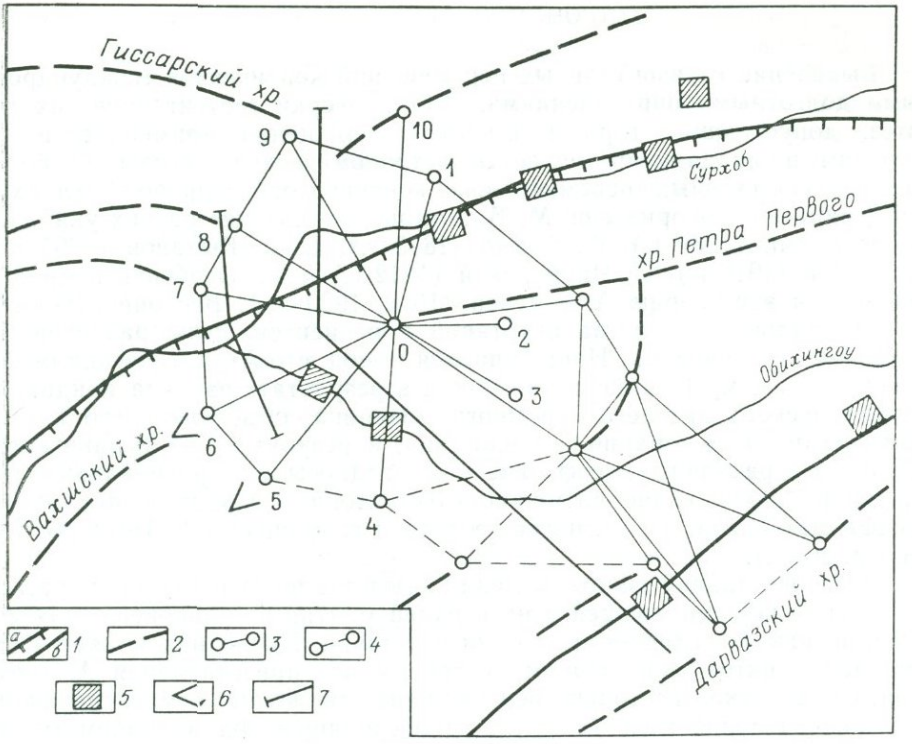


Рис. 51. Схема расположения большой деформационной сети и малых геодезических площадок на Гармском геодинамическом полигоне. По А. К. Певневу и др.

1 — глубинные разломы: *а* — Вахшский надвиг, *б* — Дарваз-Каракульский разлом; *2* — оси некоторых хребтов; *3* — измеренные линии; *4* — неизмеренные линии (1—10 — номера линий); *5* — деформационные площадки; *6* — направление смещений; *7* — геологический профиль

сти пород в геофизике еще нет. Поэтому довольствуются приближенным моделированием только каких-то отдельных сторон предполагаемых процессов.

Главным в понимании процессов различных видов современных движений являются натурные измерения, дающие надежные исходные сведения. Поэтому понятно стремление к их совершенствованию. Вместе с тем при интерпретации этих данных не следует забывать, что современные движения в наибольшей степени являются полигенетическими и самыми сложными для изучения. В современных движениях происходит наложение тектонических и других видов движений разной амплитуды, длины волны, ритмичности и особенностей пульсаций. Они всегда являются какой-то частью сложных спектров движений. Рост количества групп факторов, определяющих функционирование современных движений, приводит к сложным причинно-следственным связям, имеющим вероятностный характер.

Применяющиеся инструментальные методы отражают главным образом кинематику движений. На них влияют разнообразные гидротермические, гидрогеологические, гидродинамические и техногенные процессы. Все они проявляются неравномерно, имеют свои закономерности и различную масштабность. Поэтому правильно интерпретировать количественные данные возможно только учитывая движения других рангов и групп.

Выявление горизонтальных перемещений континентов международными долготными определениями. Для проверки геотектонических гипотез, допускающих горизонтальные перемещения применительно к большим площадям, применяются астрономические методы. О больших горизонтальных перемещениях континентов, сопровождающихся деформациями, говорил еще М. В. Ломоносов, позднее на них указывали Верштейн (1880 г.), Ф. Сакко (1895 г.), Е. В. Быханов (1895 г.), Ф. Тэйлор (1910 г.), П. Чирвинский (1912 г.) и др. Особенно подробно разработал эту теорию А. Вегенер (1912, 1920 гг.). Все они исходили из удивительного сходства очертаний континентов, ныне разделенных Атлантическим океаном. Напрашивался вывод, что Атлантический океан и близкий к нему Индийский возникли в результате распада Гондваны, гипотетического древнего огромного материка, объединяющего континенты южного полушария и Индостана, в результате их раздвигания. Исходя из различных геофизических предпосылок оригинальные построения, допускающие возможность «тектоники странствования» или дрейфа материков, дали многие геологи и геофизики (Э. Арган, Б. Гутенберг и др.).

В основе данной гипотезы лежит представление о глубоком различии земной коры, покоящейся на верхней мантии в уравновешенном состоянии, как это следует из теории изостазии. Последняя является отправным пунктом, на котором построены все представления А. Вегенера. Он допускал не только вертикальные движения, компенсирующие перераспределение масс вещества, происходящее под влиянием геологических процессов, но также и горизонтальные перемещения отдельных глыб в различных направлениях. А. Вегенер предполагал два основных направления движений: одно, вызываемое центробежной силой, — от полюсов к экватору, другое — направленное к западу. В движении участвуют все континенты, плывущие, однако, с разными скоростями и в силу этого подверженные разрывам. Б. Гутенберг допускает, что здесь участвуют и гидростатические силы, действующие параллельно широтному направлению, которыми объяснялись перемещения континентов.

Подтверждением данной гипотезы и наличия дрейфа континентов являются не только чисто геологические, палеоклиматические, биогеографические и другие данные и построения, но и точные повторные определения географических координат одних и тех же точек земной поверхности, расположенных на разных континентах астрономическими методами.

Были выполнены три международных долготных определения в 1926, 1933 и 1957—1959 гг. Полученные результаты тщательно анализировались разными авторами. Наблюдениями были выявлены перемещения континентов. Однако знаки изменения долгот показали, что в ряде случаев они способствуют сближению, а не расхождению их, как это следует из предположений А. Вегенера. Если же и устанавливаются изменения во взаимном положении Европейского и Американского континентов, то они оказываются лежащей на грани возможных ошибок примененных методов. Основной вывод из этих наблюдений — нигде не обнаружено движений континентов в направлениях и со скоростями, указанными А. Вегенером. Накопленный материал позволил сделать вывод, что движения континентов не могут превышать скорости 18 см/год. Поэтому следует накапливать данные, так как чем длиннее эпоха, разделяющая наблюдения, тем меньшее влияние будут оказы-

вать на изучаемое явление ошибки наблюдений. Полученные результаты среди некоторых исследователей вызвали сомнения в возможности применения астрономических методов для установления дрейфа материков — эпейрофореза с точностью до нескольких сантиметров в год. Это явилось основанием для сомнений и отрицания самой идеи горизонтальных перемещений континентов или некоторых частных положений А. Вегенера, таких, как «отплывание» Америки от Европы, о чем писали С. Н. Бубнов, В. В. Белоусов, Н. С. Шатский и др. Н. И. Днепровский, Е. В. Милановский, В. П. Щеглов, Н. И. Николаев и др., не отрицая вероятности горизонтальных перемещений точек суши в пространстве, предлагали продолжить повторные определения географических координат обсерваторий, связав их с рядом избранных пунктов, или иным расположением полигонов и увеличивая точность наблюдений и методики обработки данных.

В последующие годы в связи с возникновением и распространением идей новой глобальной тектоники и исходя из геологических и геофизических предпосылок, позволяющих прогнозировать движения материков со скоростью 3—5 см/год, стали искать эти перемещения не только в долготном, но и в широтном направлениях. Была разработана новая методика с использованием для определения географических координат фотографических зенитных труб (ФЗТ), устанавливаемых на одних и тех же параллелях для исключения систематических ошибок в определении разности долгот. Был определен минимальный промежуток времени для ответа на вопрос, движутся ли континенты: для скорости 5 см/год он оказался равным 30 годам; для скорости 3 см/год — 50 годам.

В изучении перемещений материков важную роль играет вековое движение полюса Земли. Оно влияет на изменение системы координат, связанной с Землей. Было установлено, что движение полюса очень сходно с контуром, в котором выделяется вековая составляющая (0,3″ в столетие) в направлении Северной Америки по меридиану 78° з. д. Эта величина соответствует 10 км за 1 000 000 лет. Вместе с этим А. Стойко была обнаружена связь между неравномерностью вращения Земли, свободной нутацией земной оси и солнечной активностью. Теория вращения твердого тела показывает, что изменение направления оси вращения в пространстве может происходить только под влиянием внешних сил, таких, как притяжение Луны и Солнца, на экваториальное вздутие Земли, которые вызывают явления прецессии и нутации. Было выявлено взаимодействие атмосферы Земли с ее корой, что объясняет сезонные вариации разности долгот между Европой и Америкой.

Сезонные атмосферные циркуляции, в свою очередь, могут вызывать сезонные изменения скорости вращения Земли. Под действием сил, связанных с атмосферной циркуляцией и силами инерции, проявляющихся при изменениях скорости вращения Земли, выявляется большая подвижность отдельных блоков материкового полушария, которые могут передвигаться в пределах нескольких метров. Происходит ли вековое движение полюсов вследствие перемещения всей земной коры или же имеются отдельные перемещения блоков или континентов, можно определить по изменениям широт и долгот станций, ведущих наблюдения широты и времени.

Спутниковые наблюдения и метод лазерной локации. Для обоснованных заключений о дрейфе материков в последнее время разрабатываются новые методы космической геодезии. К ним относятся наблюде-

ния с искусственных спутников Земли. Однако подсчитанная величина ошибок при определении расстояний между удаленными пунктами земной поверхности, разделенных океанами, столь велика (при длине хорды в 4000 км—10 м), что этот метод мало пригоден для изучения дрейфа континентов.

Развитие квантовой радиофизики и создание лазеров открыли возможности высокоточных измерений методом лазерной локации. Этот метод позволяет непосредственно измерить расстояние между точками, одна из которых находится на поверхности Земли, а другая — на поверхности Луны.

Лазерно-локационные измерения расстояний до уголковых светоотражателей, помещенных в различных точках Луны, проводимые в СССР и США, уже в настоящее время позволили определить расстояние (хорду) между обсерваторией Макдональда (США) и Крымской обсерваторией (СССР) с точностью до 2 м. Предполагается проводить многократные наблюдения и тем самым снизить возможность случайных ошибок. В настоящее время путем применения новых систем станций для лазерно-локационных измерений, разработанных в США с использованием данных многих серий наблюдений, ожидается достичь точности 1 см/год для относительного движения за первые несколько лет. Составлена программа лунных лазерных измерений для выявления горизонтальных движений плиты между пунктами на Гавайских островах и Техасом (США). Уже в настоящее время получено большое количество точных наблюдений, в которых дается расстояние как функция времени от обсерватории Макдональда в Техасе (США) до ретрофлекторов «Аполлон» на Луне.

Первичные данные тщательно фильтровались для удаления случайных звуковых импульсов и строились «нормальные точки». Каждая из них отражает наши знания о диапазоне в определенный отрезок времени в период серий испытаний. Точность «нормальных точек» обычно была между 8 и 15 см; в более ранние периоды (до конца 1971 г.) точность составляла 30 см. На станции лунных лазерных измерений Гавайского университета предполагается достичь точности 2—3 см за одну серию испытаний. Для регулярных измерений и длительной работы в фиксированных местах созданы дополнительные станции в Австралии, Франции, Японии и ФРГ, которые дадут ценную информацию о движении литосферных плит [68].

Наличие мощных короткоимпульсных лазеров с низкой дивергенцией луча позволяет в настоящее время конструировать передвижные станции лунных лазерных измерений. Передвигаясь с места на место в течение 1 месяца, такая установка может произвести 20—30 локаций, контролируя их геоцентрическое положение относительно фиксированных лунных лазерных станций с точностью порядка нескольких сантиметров по всем координатам. Ожидается, что такая передвижная станция, работающая по 6-летней программе, сможет зарегистрировать перемещение векторов в большом количестве мест с точностью до 1 см/год. Компактный размер проектируемой станции позволит перемещать ее воздушным путем в более отдаленные районы. Используя наблюдательный сигнал обсерватории Макдональда, можно надеяться, что такая передвижная установка обеспечит точность наблюдений порядка 3 см. При активном международном сотрудничестве и участии других стран в реализации этого проекта проблема перемещений литосферных плит может быть разрешена в обозримом будущем.

При лазерной локации спутников получают информацию о движении полюсов, скорости вращения Земли, выявляют движения и деформацию плит, изучают гравитационное поле Земли. В настоящее время проектируются, строятся и работают более 25 обсерваторий (США, Бразилия, Австралия, Перу, ФРГ, Нидерланды, Франция). При лазерной локации короткий импульс света испускается лазером на Земле и отражается обратно от угольных отражателей, смонтированных на спутнике, который находится на околоземной орбите. Измеряется время распространения светового импульса, а поскольку орбиты спутников в этих случаях точно известны, можно получать положение лазера (в геоцентрических координатах) путем измерений, выполняемых, когда спутник находится в различных частях небесной сферы относительно лазерной станции. Точность определения расстояний у разных станций колеблется в достаточно широких пределах (3—30 см). Стремятся свести их до 1—2 см. Разработан проект лазерной локации с космических объектов, когда лазер выводится на околоземную орбиту, а пассивные отражатели устанавливаются на Земле. Такая система рассчитана на быстрое измерение относительного положения точек, находящихся в нескольких десятках километров друг от друга на обширной площади [68].

Радиоинтерференционный метод. В последнее время используется и радиоинтерференционный метод определения расстояния между двумя антеннами, установленными на разных континентах. Он основан на приеме коротковолнового космического излучения, генерируемого удаленным точечным объектом (квазарами). Корреляционная обработка сигналов позволяет с большой точностью определить разность времени прихода одного и того же фронта волны в разные радиотелескопы. Эта разность времен определяется по расстоянияю с точностью в 3 см. Наблюдения трех источников в течение суток позволяют с такой же точностью определить расстояние между центрами радиотелескопов по хорде, положение полюсов, длительность суток с точностью до 0,2 миллисекунд, координаты источников (квазаров) в данный день с точностью до 0,001 секунды дуги. Расстояния между телескопами могут достигать 8—9 тыс. км. Применение радиоинтерференционного метода открывает возможности с большой точностью (с векторной ошибкой 3 см) контролировать изменение формы Земли и горизонтальные перемещения блоков (плит) Земли. При изучении движения небольших участков (20—100 км) возможна фиксация вертикальных и горизонтальных движений, по данным В. С. Троицкой, с точностью до 1—3 мм.

Из радиотехнических наблюдений с использованием спутников наибольшее распространение получили допплеровские измерения. При таких измерениях передатчик на спутнике испускает радиосигнал с постоянной частотой, который принимается станцией с некоторым искажением, называемым допплеровским смещением. Оно выявляется при сравнении с постоянной частотой генератора станции наблюдения. В этом случае точность определения радиальной составляющей скорости составляет $\pm 0{,}1$ м/с.

В последние годы в печати появились первые сообщения о результатах эксперимента по измерениям современных горизонтальных перемещений континентов допплеровским методом с искусственного спутника Земли («НАВСАТ») по отношению к штату Миннесота в США (рис. 52). Полученная картина перемещений сравнивается с вычисленными смещениями литосферных плит по линиям магнитных аномалий

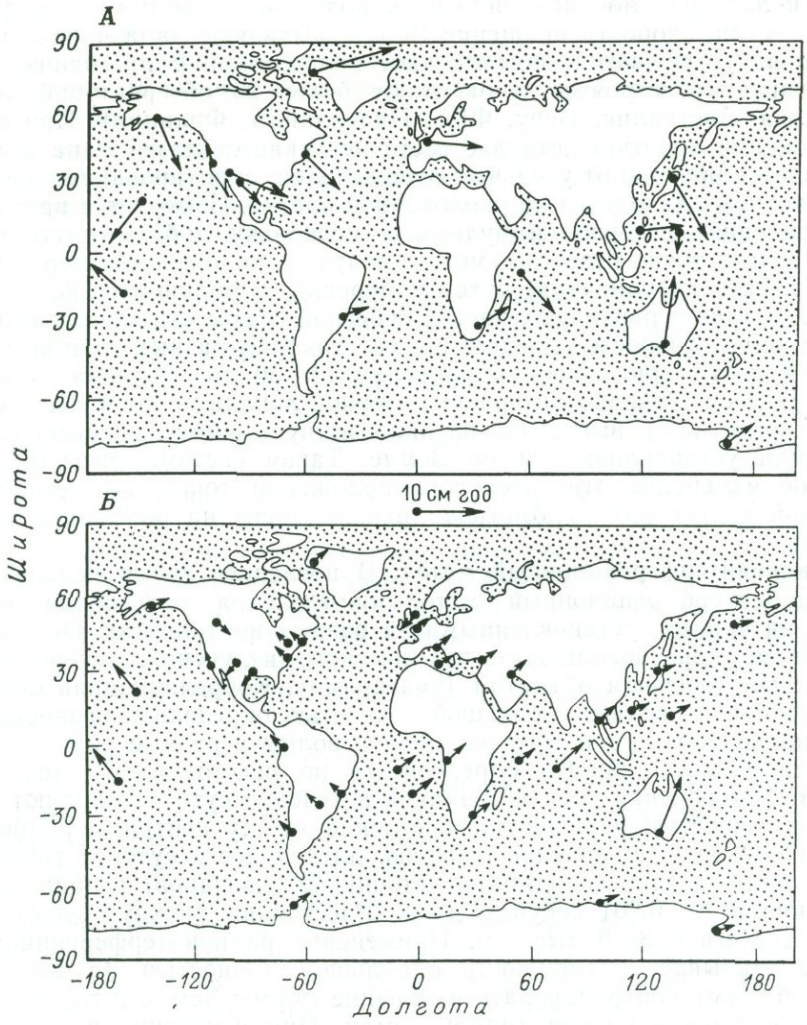


Рис. 52. Современное смещение плит:
А — по данным доплеровских измерений со спутника НАВСАТ; *Б* — вычисленное по линиям магнитных аномалий

(В. Е. Хаин). Нам представляется, что делаемые на этом основании выводы о подтверждении перемещений именно литосферных плит даже в самой общей форме являются излишне поспешными.

ГЕОДЕЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

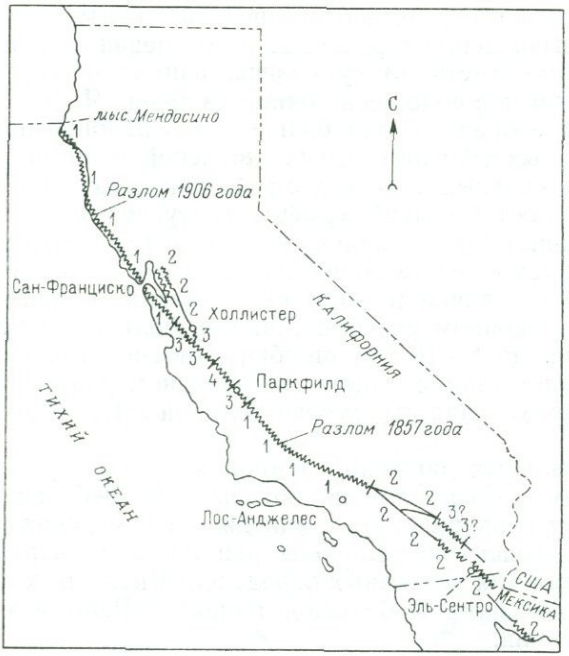
Повторные триангуляции, трилатерации, измерение линий базисов. Горизонтальные движения в последние годы широко изучаются путем применения методов геодезии посредством повторных триангуляций, трилатераций, измерений линий базисов и углов. Эти работы начались сравнительно недавно и поэтому пока нет методов и инструментов, применение которых было бы оптимально в любом случае. Применяются эти методы, в отличие от астрономических, для выявления горизонталь-

ных смещений только отдельных участков в пределах континентов. В простейшем случае для вычисления горизонтального смещения пунктов триангуляции необходимо иметь длину базиса, азимут одной из сторон треугольника и абсолютное положение одной из точек. Я. В. Наумов считает наиболее целесообразным для большинства районов производить изучение современных горизонтальных движений с помощью линейных построений. На локальных участках с длинами сторон более 2 км линейные построения дают больший эффект, чем угловые. В линейных построениях применяют треугольники, геодезические четырехугольники, центральные системы, их комбинации, а также отдельные линии. Точность определения величин деформаций зависит от применяемых дальномеров. При спокойном рельефе точность больше (ошибки ± 3—5 мм на расстоянии до 8—10 км; ошибки и возможные расстояния изменяются в соответствии с типом светодальномеров). При пересеченнном рельефе, в горах, точность измерения линий в 1,5—2 раза меньше.

Для изучения горизонтальных движений земной коры пользуются также угловыми измерениями — теодолитами, которые при небольшой длине линий (до 2 км) могут конкурировать с линейными измерениями. Трудности заключаются в выявлении величины ошибки атмосферной рефракции. В последнее время для повторных определений используется новая техника — лазерные дальномеры большой точности. Работы эти получили название трилатерации.

Высокоточное нивелирование и линейно-угловая триангуляция обеспечивают также изучение деформации дневной поверхности или поверхностей горных выработок с линейными ошибками менее 10^{-6}, т. е. $\pm 0{,}5$ мм на базах порядка 1 км (нивелирование первого класса) и ошибками угловых измерений приблизительно $\pm 0{,}5$. Это позволяет выявлять вертикальные движения земной коры с точностью 0,7—1,3 мм на 1 км хода при использовании нивелировки первого и второго классов, а горизонтальные движения ± 4—10 мм — в зависимости от методики измерений и применения новейших инструментов, а также от длин измеряемых расстояний.

Применение указанных методов позволило во многих районах установить горизонтальные смещения точек земной поверхности. Примером изучения горизонтальных смещений геодезическими методами являются работы П. Е. Курочкина и других на Криворожском древнем разломе в пределах Украинского щита. Обработка триангуляционных измерений показала, что векторы смещений мобильных пунктов часто значительно превышают ошибки их определения и свидетельствуют о реальных смещениях. Выявленные дифференцированные движения показывают вращательные перемещения отдельных блоков земной коры этой зоны. Средняя скорость горизонтальных движений за период между повторными наблюдениями в 15 и 20 лет составляет 3 и 10 мм/год, что больше наблюдаемых в этом районе вертикальных движений. Сложные современные пространственные движения земной коры совпадают с правосторонним сбросо-сдвигом в докембрийских породах, имеющим суммарную величину перемещения в несколько десятков километров. Современные движения являются унаследованными. Сдвиговые деформации, по данным Н. П. Семенюка, происходили и в четвертичное время. В распределении векторов смещения триангуляционных пунктов намечается определенная закономерность, свидетельствующая о продолжающемся до настоящего времени правом сдвиге (со сжатием) вдоль зоны Криворожского глубинного разлома. По анализу векторов смещений в зоне



Категория поведения	1	2	3	4
Максимальная магнитуда	7 ÷ 8+	6 ÷ 7	5 ÷ 6	<5
Максимальный сдвиг, м	12 ÷ 10	0,3 ÷ 12	0,1 ÷ 0,3	<0,1
Интервал повторяемости, годы	100 ÷ 1000	10 ÷ 100	<10	>10
Скорость ползучести, %	<10	10 ÷ 30	30 ÷ 50	>50
Поверхностное растрескивание				

Рис. 53. Отрезки разлома Сан-Андреас, выделенные по категориям тектонического поведения. По К. Касахара

Скорость ползучести выражена в долях (в процентах) от вековой подвижки, обусловленной криповым движением эталонного сегмента

разлома и на его крыльях возможная ширина зоны разлома определяется в 15—20 км.

На Гармском полигоне по высокоточным геодезическим построениям выявляется устойчивое сближение Гиссарского хребта и хребта Петра I со скоростью порядка 16—18 мм/год. При этом И. М. Конопальцев и другие отмечают, что происходят скачкообразные изменения во взаимном положении точек, указывающие на неравномерные движения. Скорость горизонтальных перемещений (крип) вдоль тектонических нарушений в Кызылкумах, определенная не только светодальномером, но и деформометром, достигает 3 см/год.

Повторными триангуляциями современные горизонтальные движения фиксируются на Западно-Европейской платформе в зоне Эльбы (ГДР) со скоростью 5—10 мм/год (в интервале 70 лет); на границе Паннонского массива и Южных Карпат (Венгрия) со скоростью 1—2 мм/год; на западе Индостанского щита южнее г. Бомбея со средней скоростью 0,8—3,5 мм/год (по данным триангуляции 1842—1866 и 1965—1969 гг.). Отмечается связь региональных смещений с сильными землетрясениями (Япония, Чили, Аляска, Калифорния и др.).

После крупного землетрясения в Сан-Франциско (18 апреля 1906 г.), вызванного резким смещением участка земной коры по линии сброса близ разлома Сан-Андреас, геодезические пункты внезапно переместились в обратном, южном направлении. После этого снова началось их медленное поступательное движение на север.

Современные медленные (крип) и быстрые сдвиговые смещения установлены во многих крупных зонах разломов в подвижных поясах Сан-Андреас в Калифорнии (рис. 53), где видна сложность горизонтальных перемещений, по Альпийскому разлому в Новой Зеландии, Северо-Анатолийскому в Малой Азии и др. Во всех случаях они имеют унасле-

дованный характер и подтверждаются геолого-геоморфологическими данными.

С увеличением точности наблюдений методы триангуляции и трилатерации оказываются вполне применимыми для изучения горизонтальных перемещений земной коры. Однако в каждом районе в соответствии с научными задачами эти методы имеют свои особенности. Как указывают С. А. Федотов и В. Б. Энман, например, по Камчатке запроектировано: 1) изучение пространственных процессов и деформации на значительных площадях с сетью трилатерации с длиной сторон 100—250 км, охватывающих региональную структуру Камчатки; 2) трилатерационные профили со сторонами до 50 км, вытянутые поперек Камчатских структур; 3) сеть пунктов со сторонами 5—30 км, связанных с отдельными группами вулканов, для регистрации движений вулканического и сейсмотектонического происхождения; 4) сеть микротриангуляций для изучения деформаций одной вулканической постройки и окрестностей с длиной линий до 5 км. Учитывая неравномерность процесса накопления деформаций, необходимы частые повторные измерения; а также максимально высокая точность измерений.

Комплексные геодезические работы для выявления приповерхностных напряжений, а также горизонтальных и вертикальных деформаций и их связи с землетрясениями проводились, в частности, на Толбачинском геодинамическом полигоне (А. П. Кириенко, В. А. Шульман, Ю. П. Никитенко; Г. А. Шароглазов, С. В. Энман) и на полигоне на островах Сахалин и Шикотан (Н. Ф. Василенко, В. К. Захаров, И. М. Конопальцев, Г. Г. Якушенко).

Повторное высокоточное нивелирование. Одним из основных методов в изучении современных движений считается метод повторного высокоточного (прецезионного) нивелирования. Он применяется для решения задач неотектоники не только в региональном плане, при изучении обширных пространств суши, но и при выявлении локальных структур, при решении проблемы прогноза землетрясений (деформации земной коры рассматриваются как предвестники землетрясений), строительстве инженерных сооружений и пр.

В результате первой нивелировки по заданной линии устанавливаются высоты пунктов наблюдений, которые обычно вычисляются в виде абсолютных значений в принятой системе мер. Через 10—20 лет (в ряде случаев ежегодно и чаще) производятся вторичные определения высот для каждой точки. Увеличение или уменьшение высот данного пункта рассматриваются как величины современных вертикальных движений ($H_2 — H_1$). Вычисления скоростей современных движений производятся по формуле:

$$H_2 - H_1 = vt + (\pm h_2) - (\pm h_1) \text{ или } v = (H_2 - H_1)/t - [(\pm h_2) - (\pm h_1)]/t,$$

где v — скорость изменения высотного положения нивелирных знаков под влиянием современных тектонических движений; t — интервал времени между двумя повторными нивелированиями; h_1 и h_2 — ошибки при первом и втором нивелировании.

При этом Л. А. Кашин выделяет три случая.

1. Поднятие и опускание реперов происходит равномерно. График накопления будет представлен прямой линией, параллельной горизонтальной оси. Отклонения от прямой характеризуют ошибки нивелирования.

2. Поднятие или опускание реперов происходит неравномерно. Накопление разностей превышений будет зависеть от движений.

3. Поднятие или опускание реперов отсутствует. Отличить этот случай от первого можно путем сравнения значений абсолютных высот.

Отмечается, что корреляция между накоплениями разностей превышений и профилем рельефа местности является одним из важнейших признаков достоверности выводов изменения скоростей современных движений земной коры. Однако такой вывод требует специального анализа чисто геодезических данных, установления влияния на результат наблюдений климатических, экзогенных, техногенных и других процессов.

Увязка нивелирных сетей обычно производится по системе замкнутых полигонов и в их пределах определяются величины ошибок результатов наблюдений. Для геологической интерпретации этих данных необходимо ясно представлять себе особенности указанных работ. Для изучения современных вертикальных движений используется метод геометрического высокоточного нивелирования 1-го и 2-го классов. Геодезическое нивелирование мало пригодно из-за малой точности этого метода, обусловленной главным образом влиянием вертикальной атмосферной рефракцией.

Причиной вертикальных перемещений является широкий комплекс природных и техногенных факторов, а не только тектонические движения. Ошибки прежде всего происходят из-за смещения реперов и марок вследствие деформации фундаментов зданий, на которых они часто установлены. Движение реперов может зависеть и от местных причин, связанных с инженерно-геологическими особенностями грунтов, на которых установлен репер, влиянием колебаний уровня подземных и грунтовых вод, с наличием вечной мерзлоты и т. д. В связи с этим приходится устраивать реперы или на сложных фундаментах, или трубчатые, которые проходят через неустойчивые грунты и опираются на плотные, во избежание смещений опорных точек. Работы эти технически сложны.

Для оценки устойчивости геодезических знаков и выделения собственно тектонической составляющей вертикальных перемещений, Институтом географии АН СССР разработана специальная методика. В ней все знаки и уровнемерные пункты подразделяются на три категории: I — устойчивые, II — относительно устойчивые и III — неустойчивые, что, по мнению Д. А. Лилиенберга, оказалось более удобным по сравнению со сложными классификациями, применяемыми в Болгарии и Польше. Наиболее устойчивыми по инженерно-геоморфологическим данным, а также независимому геодезическому контролю являются грунтовые реперы, особенно вековые. Достаточно устойчивы скальные знаки и стенные марки, заложенные в крупных капитальных сооружениях. Наименее устойчивы стенные марки, заложенные в железнодорожных и шоссейных мостах, казармах и будках, в водокачках, подвергающихся влиянию технических деформаций.

Другим источником ошибок являются сезонные вертикальные движения, связанные с изменениями температур в разные времена года. Ошибки местами намного превышают величины тектонических движений.

Выявлено, что по данным повторного нивелирования, выполненного за малый интервал времени, значения скоростей движений получаются преувеличенными по сравнению с данными повторного нивелирования, выполненными с большими интервалами лет. Например, на некоторых полигонах отмечалось смещение марок реперов от 3,5 мм за 5 лет до

11 мм за 2 года. Это заставляет И. Н. Мещерского относиться с большой осторожностью к использованию данных единичных грунтовых реперов при изучении современных вертикальных движений земной коры. Разнообразные экзогенные факторы обуславливают значительные величины современных движений. Неравномерные опускания происходят при откачках подземных вод. Они фиксируются реперами, заложенными на любых глубинах от земной поверхности. То же отмечается в районах шахтных выработок и разработки нефтяных и газовых месторождений. На деформацию реперов влияют также размеры региональных проседаний, зависящих от размеров и темпов химической суффозии. Размеры осадок часто превышают величины тектонических опусканий. Высокие темпы деформации реперов отмечаются Р. В. Лутсаром в городах при осадках зданий, вдоль железных и шоссейных дорог в результате динамических нагрузок и т. д. Точность значений геодезических измерений, помимо указанных причин, зависит также от накопления систематических ошибок на протяженных линиях, от точности определения среднего уровня моря, к которому привязываются нивелирные линии, от лунно-солнечного притяжения, влияния морских приливов и других причин. В настоящее время достигнута высокая точность нивелирования, особенно в равнинных районах ($\pm 0{,}5$—$\pm 1{,}0$ мм/км). В горных же районах ошибки несколько увеличиваются. Однако методы их устранения разработаны совершенно недостаточно.

Метод повторного нивелирования и его практическое использование. Существует обширная литература, посвященная результатам повторного нивелирования как в СССР, так и за рубежом. Нивелирными сетями покрыты огромные пространства СССР и других стран. Изучение вертикальных движений посредством повторных нивелировок проводится на каждом геодинамическом полигоне. На большинстве полигонов нивелирование производится один раз в год, на локальных участках — несколько раз в год, а в наиболее активных участках, например, живущих разломов доводится почти до непрерывных наблюдений (например, десятикратный опрос в год). Это дает возможность установить короткопериодические движения и обнаружить их связь с другими явлениями.

Повторным нивелированием установлено, что меняется не только величина, но и знак ранее установленных движений. Кроме того, сравнение результатов трех- и четырехкратных повторных измерений высот одних и тех же пунктов показало, что скорости движений во времени не постоянны. Выявлено, что резкие изменения скоростей современных движений совпадают с зонами разрывных нарушений в подстилающих горных породах с границами блоков, которые нередко имеют разные скорости перемещения. Геодезисты даже говорят о «медленных» и «быстрых» реперах.

Интерпретация и подтверждение получаемых данных при повторном нивелировании невозможны без привлечения геологических, геоморфологических и геофизических данных. Сравнение их с геологической структурой часто обнаруживает примерное совпадение участков, испытывающих по данным нивелирования поднятие, с участками, структурно приподнятыми, или участков, испытывающих опускание, с участками, структурно погруженными. Наблюдаются и несовпадения. Чаще всего несовпадения объясняются тем, что не все тектонические структуры являются активными в современную эпоху, или они испытали структурную переработку, или нивелирование проводилось в такую геодезическую эпоху, когда знак современных движений изменился. По

данным повторного нивелирования в пределах Русской плиты скорость поднятий на отдельных локальных участках не превышает 8—10 мм/год, а скорости погружений — до 4—6 мм/год. Для орогенных областей, таких, как Кавказ, скорости поднятий достигают 8—12 мм/год и более; опускания в межгорных прогибах достигают 6,2 мм/год (г. Поти). Анализ карт составленных, для территории Восточной Европы, выявил сопряженные поднятия и опускания с максимальными значениями от —12 до +13,5 мм/год и более.

Устанавливаются несовпадения результатов сопоставления повторных нивелировок, в особенности если интервалы между ними неравные. Этим отчасти могут быть объяснены расхождения между знаком движений по данным повторного нивелирования, с одной стороны, и структурным планом по рельефу и по фундаменту, — с другой. Для получения однозначной картины по заключению Т. П. Корокиной необходимо наблюдения на различных полигонах при их сопоставлении приводить к одной геодезической эпохе для выявления «измеренных» и «приведенных» невязок.

Обладая большой точностью, рассматриваемый метод широко используется в неотектонике, сейсмотектонике, сейсмологии. Однако для получения надежных результатов необходим длительный интервал времени наблюдений — несколько десятилетий. Учитывая знакопеременные движения, метод повторного нивелирования дает сумму знакопеременных движений за период времени между двумя наблюдениями. Обычно колебания движений поверхности Земли в промежутках не учитываются. Это вносит определенный элемент случайности в значение среднегодовых скоростей, так как до сих пор, как в 1965 г. указывал В. Г. Рихтер, не известны экстремумы колебательных движений.

Анализ результатов многократных нивелировок на разных полигонах в СССР (Средняя Азия, Украина) и за рубежом (Чехословакия), а также проведение длительных наблюдений на специальной опытной площадке Криворожского геодинамического полигона с частотой опроса 12 раз в год (рис. 54), выявили колебательные движения с годичным периодом и амплитудами, превышающими в несколько раз скорости длиннопериодных колебаний. Максимальные значения превышений приходятся на май—июнь, а минимальные — на сентябрь. Наибольшая скорость изменения отметок наблюдается в течение одного месяца между максимумом и минимумом. Репер Ц, заложенный на расстоянии 1,2 м от опорного, значительных смещений не испытал. Максимальная погрешность при определении скоростей вертикальных движений, проводящихся в среднем через десять лет, с помощью повторных нивелировок за счет лишь годовой компоненты может достигать 3 мм/год. Все это требует проведения сравнений результатов повторных измерений в моменты времени, соответствующие одинаковым фазам годичной компоненты. Как указывают А. Г. Бондарук и К. Ф. Тяпкин, в первом приближении это будут одинаковые времена года, и результаты ранее проведенных повторных нивелировок, использующихся для построения карт современных вертикальных движений на значительных территориях, должны быть пересмотрены с целью введения в них соответствующих поправок.

Несмотря на имеющиеся недостатки, метод повторного нивелирования высокой точности широко применяется не только в СССР, но и в других странах как для решения региональных задач неотектоники и геодинамики, так и для изучения локальных структур и разрывных деформаций. Данные повторного нивелирования представляют большой

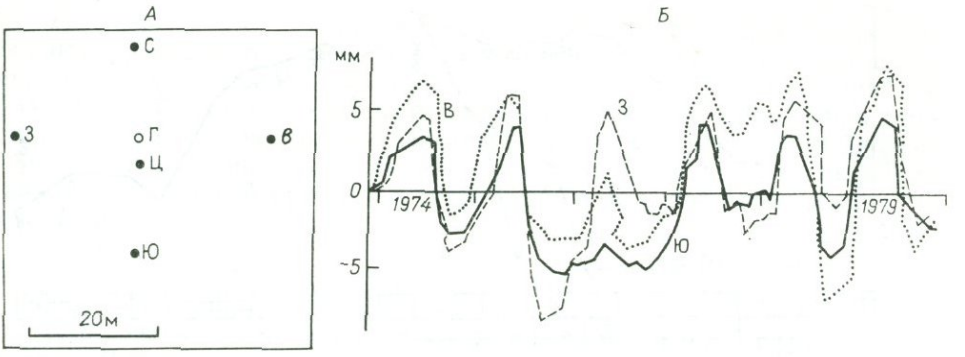


Рис. 54. Выявление характера и природы современных движений на Криворожском геодинамическом полигоне. По А. Г. Бондаруку и К. Ф. Тяпкину

А — опытная площадка; *Г* — глубинный опорный репер; *С, Ю, З, В* — грунтовые реперы; *Ц* — центральный грунтовый репер. *Б* — график изменения во времени (с 1974 г.) превышения грунтовых реперов относительно опорного глубинного репера

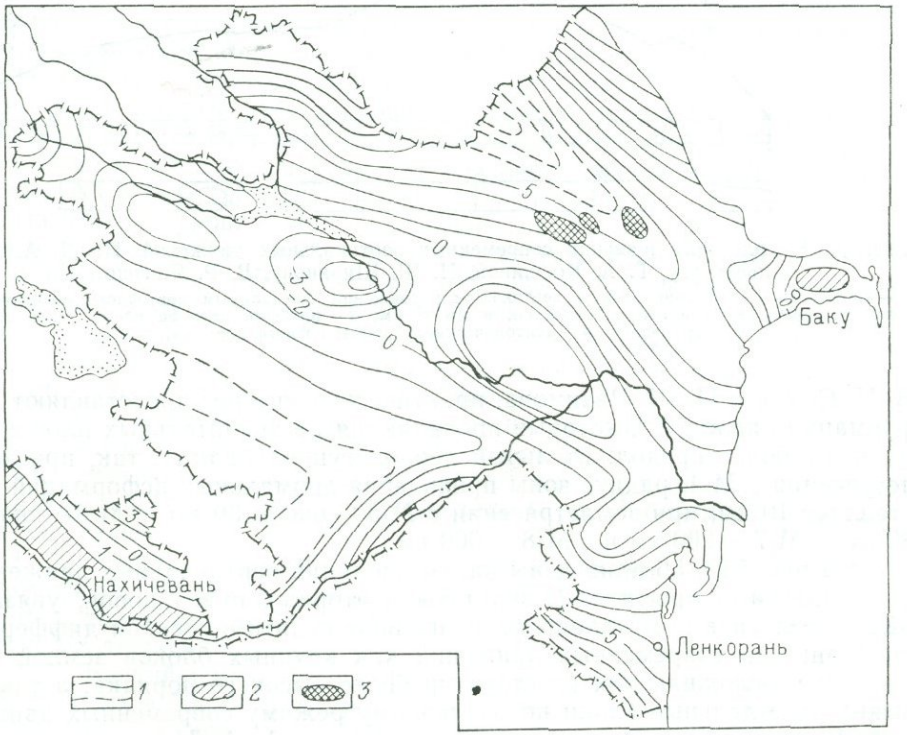


Рис. 55. Карта современных вертикальных движений на территории Азербайджана за 1948—1959 и 1970—1975 гг. По О. Д. Гусейнзаде, В. Р. Ященко

1 — изолинии скоростей современных тектонических движений, мм/год; *2* — участки максимальных опусканий (6 мм/год и более); *3* — отдельные тектонические покровы

интерес и для прогноза землетрясений. Поскольку причины последних связаны с проявлением деформационных процессов в земной коре и верхней мантии, каждому событию предшествует период их усиленных проявлений, следующих за периодом фоновых деформаций. Аномальные деформации могут достигать величины 10^{-4}. Как указывают

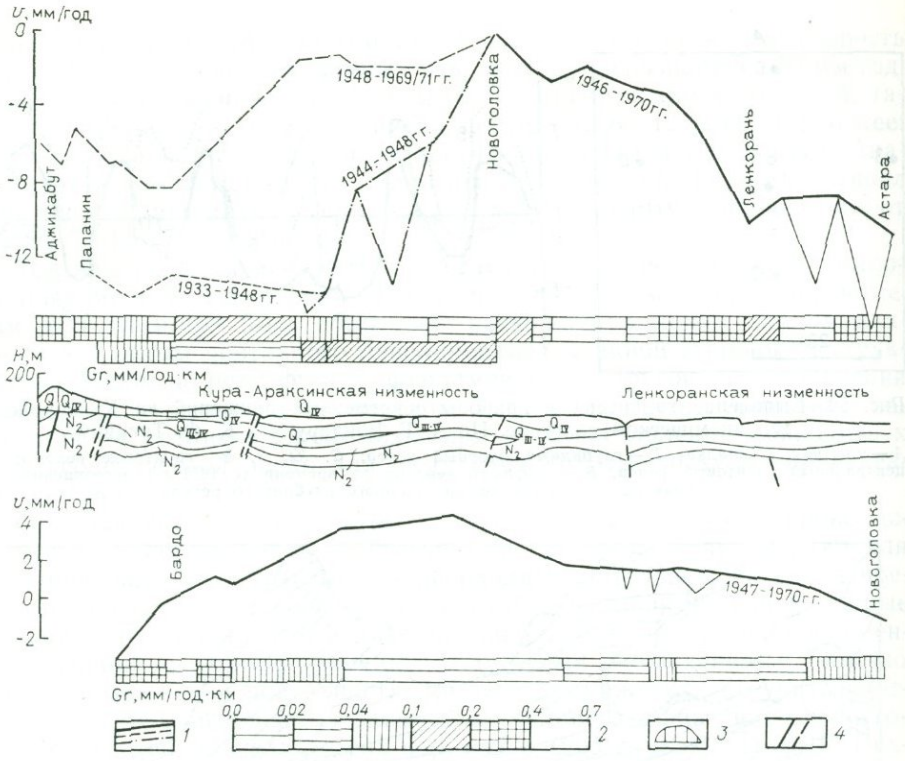


Рис. 56. Комплексные профили современных вертикальных движений. По Д. А. Лилиенбергу, Г. А. Кошкиной, Н. Ш. Ширинову, В. Р. Ященко

1 — кривая скоростей современных вертикальных движений (по данным повторного нивелирования), в мм/год; *2* — градиенты скоростей, в мм/год·км; *3* — профиль рельефа вдоль линии нивелирования; *4* — тектонические разломы разного порядка

В. И. Сомов и И. Ш. Рахимова, практический интерес представляют деформации около 10^{-6}, которые проявляются на значительных площадях и имеют более продолжительный период существования: так, при землетрясении с М-4, радиус зоны проявления аномальных деформаций составляет 10 км, при землетрясении с М-5 — около 30 км, с М-6 — около 80 км, с М-7 — 200 км и с М-8 — 600 км.

На рис. 55 и 56 приведены карты изолиний вертикальных движений и комплексные профили. Результаты повторных нивелировок, увязанные с геологическими данными, позволяют судить о степени дифференцированности современных движений как крупных блоков земной коры, так и осложняющих их структур более высокого порядка; а также выявлять отдельные блоки по различному режиму современных движений. Вместе с тем следует учитывать мнение А. А. Никонова, высказанное в 1986 г., что на картах современных вертикальных движений (за отдельными исключениями) не могут обнаруживаться современные, действительно тектонические движения, так как они отражают влияние и неотектонических факторов. Интерпретация карт современных вертикальных движений базируется на двух главных допущениях: 1) при измерении относительных высот неустойчивость опорных пунктов за счет нетектонических причин или совсем исключается, или сводится к пренебрежимо малым величинам; 2) вертикальные перемещения пунктов (участков, областей) в промежутках между измерениями происходят

без изменения знака и с равномерной скоростью, а следовательно, отражают тренд тектонического происхождения. Однако оба эти допущения для большинства территорий не могут считаться бесспорными. Поэтому необходимо искать пути раздельного картографирования имеющихся нетектонических и действительно тектонических компонент современных вертикальных движений земной поверхности и выделять движения глубинной природы, охватывающие не только поверхность, но и земную кору.

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Наблюдения на побережьях морей при помощи мореографов и футштоков. Для выявления современных движений земной коры и их количественной оценки широко используются различные водомерные наблюдения по берегам морей, крупных озер и данные гидрометеорологических постов на реках.

Первые систематические наблюдения относительных высот уровня моря были начаты Шведской академией наук на побережье Балтийского моря в округах Питео и Ротан, которыми установлены положительные движения континента со скоростью 1,02 см/год.

Позже на побережьях появились специальные гидрометеорологические посты, которые регистрировали уровень стояния водоема. Эти наблюдения ведутся при помощи специальных приборов—мореографов и футштоков и показывают величину высоты уровня в момент отсчета с точностью до 1 см (рис. 57).

Изменение уровня моря определяется постоянно действующими (притяжение воды массами материков, эвстатические колебания уровня) и периодически действующими (приливы и отливы, сгонно-нагонные воздействия ветров, колебания уровня под воздействием барических нагрузок и др. факторами). Они подробно описаны В. Г. Рихтером, С. В. Победоносцевым и др. Для выявления тектонических движений требуется обработка длинного ряда наблюдений (десятки лет), благодаря чему достигается большая точность измерений скорости тектонических движений (порядка $\pm 0{,}3$—$\pm 1{,}00$ мм/год).

Систематические долголетние наблюдения за большой частью берегов европейской части СССР позволили С. В. Победоносцеву установить следующее.

1. Движения берегов Белого и Баренцева морей имеют в основном равномерный, линейный характер, за исключением отдельных пунктов, где происходят изменения (колебания) скоростей и направлений вертикальных движений.

2. В Балтийском море на фоне подъема или опускания берегов, определенных в 50—90 лет, происходят колебания скоростей вертикальных движений за разные промежутки времени: в ряде пунктов отмечаются колебания скоростей с периодом в 20—30 лет.

3. На Черном и Азовском морях характер движений в основном равномерный, но в отдельных пунктах существуют колебания скоростей. После 1900—1910 гг. отмечается изменение скоростей вертикальных движений.

4. На Каспийском море движения берегов нелинейные. Установить периодичность в колебаниях вертикальных движений, за исключением отдельных пунктов, не представляется возможным.

Систематические наблюдения за уровнем Мирового океана ведут более 1500 береговых водомерных постов, период наблюдений на кото-

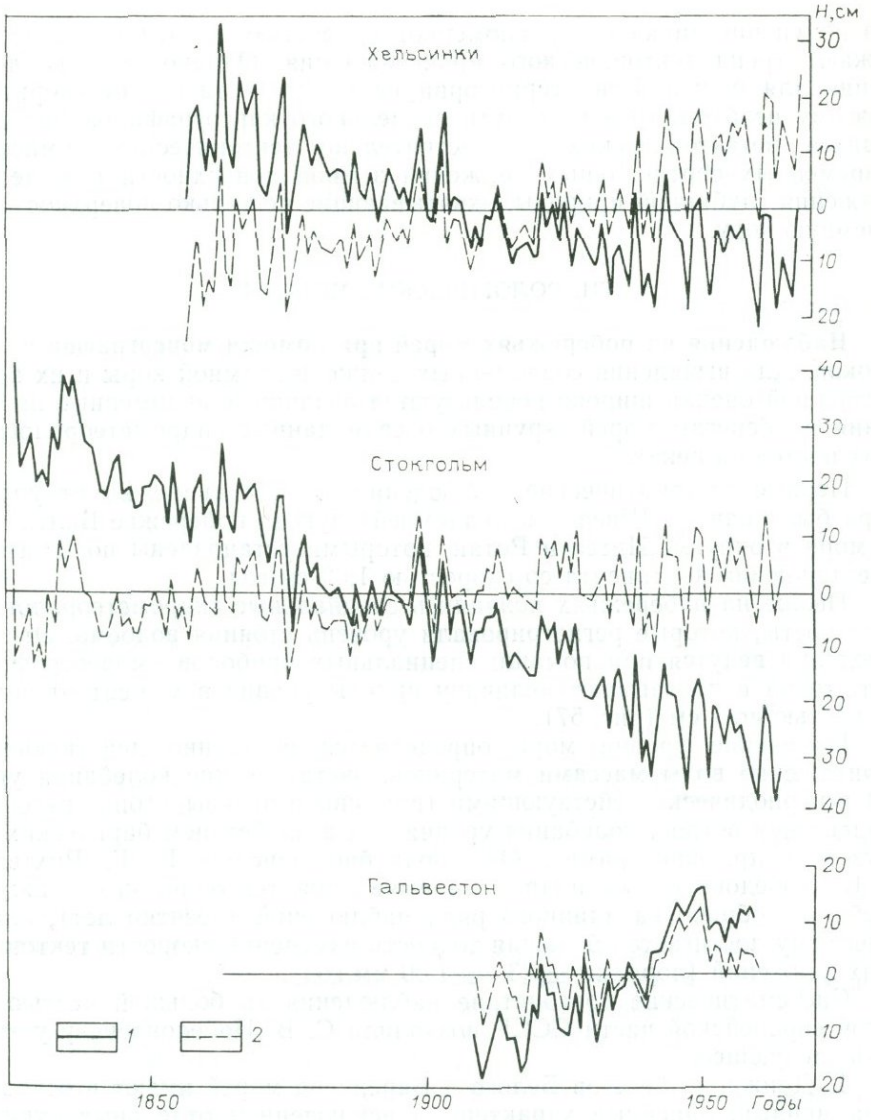


Рис. 57. Влияние современных вертикальных движений на колебания уровня моря. По Г. П. Калинину и др.

1 — наблюдаемый уровень; *2* — уровень с учетом движения берега

рых составляет от 2—3 до 160 лет. Однако распределены по побережью они неравномерно, на них имеются сравнительно короткие ряды наблюдений, что создает трудности в установлении современных движений земной коры. Выявлено, что для всего побережья Мирового океана протяженностью около полумиллиона километров средняя скорость движений земной коры (компенсирующая отдельные области с положительными и отрицательными движениями) снижается до сотых долей миллиметра. Вместе с тем оказалось, что алгебраическая сумма эвстатических колебаний уровня океана и тектонических движений земной коры определяет знак и скорость относительных вертикальных движений берегов.

Попытка анализа и предварительного обобщения данных полученных по футштокам в сопоставлении с тектонической структурой побережья позволила в 1975 г. С. А. Лукьяновой выявить тектоническую подвижность берегов Мирового океана. В соответствии со сменой основных морфоструктур материков меняется знак и интенсивность вертикальных тектонических движений побережья. В целом обнаружилось некоторое преобладание относительно неустойчивых берегов, в число которых входит почти все обрамление Тихого океана. Побережья с тектонически неустойчивыми берегами составляют около 42 % общей длины побережий Мира (без учета Антарктики). По наблюдениям за футштоками скорость современных вертикальных движений здесь достаточно велика и равна ±2—4 мм/год. Из 238 изученных футштоков 113 оказались заложенными на нестабильных участках, что должно влиять на определение средних скоростей.

Широко распространены слабоустойчивые берега, к которым относятся восточное побережье Австралии, юго-восток Северной Америки, северное побережье СССР и др. Они составляют 25 % общей длины побережий Мира. Скорости современных вертикальных движений здесь по уровенным наблюдениям достигают ±1,5—2 мм/год. Около 24 % общей длины побережья Мирового океана составляют устойчивые берега. Они располагаются на восточном побережье Северной и Южной Америки, в Австралии, Африке и характеризуются весьма слабой тенденцией к опусканиям или поднятиям. Примерно 13 % общей длины побережий в пределах Северной Европы и Америки падает на районы, в которых общая тенденция тектонических движений во много раз усиливается гляциоизостатическими движениями под влиянием разгрузки льда. Скорость современного поднятия здесь может превышать 6—7 мм/год, местами достигая 35 мм/год (Северная Канада). Наиболее редки весьма устойчивые берега. Они встречаются небольшими участками на разных континентах и занимают лишь 9 % общей длины побережий Мира.

Дальнейшее изучение этого вопроса позволило за последние 250—300 лет выявить отдельные многолетние повышения и понижения уровня океана (в среднем ±3—4 см) приблизительно через каждые 33 года на общем фоне слабого неуклонного повышения уровенной поверхности (одновременно с потеплением климата), которое составило приблизительно 1 мм/год. Как указывает Р. К. Клиге, к 40-м годам XX в. скорость подъема уровня Мирового океана достигла 3 мм/год; после 40-х годов темп несколько снизился, но подъем неуклонно продолжается и в настоящее время (со средней скоростью приблизительно 1,4 мм/год). Все это объясняется изменениями в системе глобального водообмена и изменения водного баланса Земли, которые тесно связаны с колебаниями температур, вызвавшими интенсивное таяние ледниковых покровов Земли и увеличение сухости материков. Поэтому для оценки скорости и направленности современных вертикальных движений земной коры необходимо учитывать скорость и направленное изменение уровня в каждый определенный момент времени и в конкретном районе.

Уточненные данные, приведенные в 1980 г. Р. К. Клиге, показали, что в текущем столетии 4,7 % побережья Мирового океана поднимается со скоростью 2 мм/год; 7,9 % побережья понижается до 2 мм/год; 24,9 % побережья, по данным морских станций, остаются в достаточно стабильном положении; на 4,2 % побережья наблюдается подъем уровня со скоростью менее 2 мм/год, а на 14,3 % побережья подъем составляет более 2 мм/год.

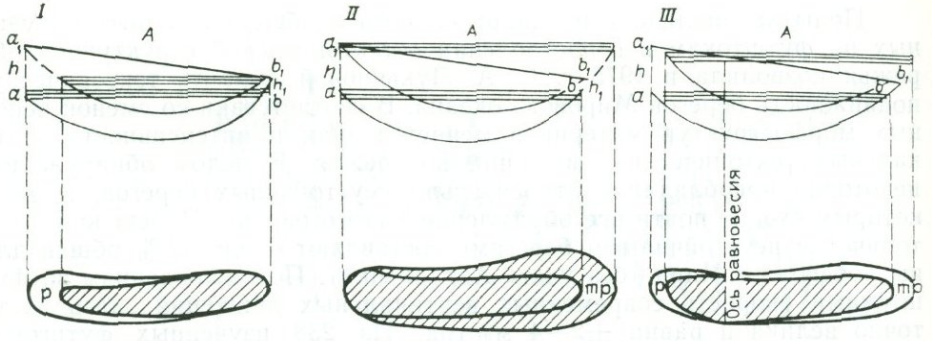


Рис. 58. Колебания уровня озер при неравномерном поднятии. По Г. Ю. Верещагину
A — древняя береговая линия; *I* — сток в точке *b* (уровень *b* не меняется, быстро понижается в точке *a*); *II* — сток находится в точке *a* (уровень повышается и не меняется в точке стока); *III* — сток в промежутке; р — регрессия в точке *a*, тр — трансгрессия в точке *b*; *h* — высота поднятия

На основании водомерных наблюдений во многих странах было выяснено, что места установок футштоков и мореографов часто были выбраны неудачно — в бухтах, заливах, куда впадают реки, и которые имеют все признаки современных погружений. Поэтому и водомерные наблюдения фиксируют преобладание локальных отрицательных движений.

Водомерные наблюдения на озерах. На основании водомерных наблюдений можно делать выводы и о неравномерных движениях берегов озер. В бессточных озерах, независимо от того, имеют ли они приток, уровень их будет отступать от берега, в районе которого проявляются поднятия. На противоположном берегу при этом, наоборот, уровень воды будет подниматься. Если озеро со стоком, постоянное положение среднего многолетнего уровня озера по отношению к реперам на берегу сохраняется лишь возле порога стока озера и «оси равновесия» его вод. За «ось равновесия» (по Г. Ю. Верещагину) принимают линию, соединяющую порог стока с той частью противоположного берега озера, где не наблюдается ни положительного, ни отрицательного перемещения береговой линии. При этом всегда направление оси равновесия совпадает с направлением изолиний поднятий и опусканий местности, представляя собой как бы местную нулевую изолинию, с одной стороны которой располагаются изолинии поднятий, а с другой — изолинии опусканий местности. Разность средних годовых уровней для водомерного поста, находящегося возле стока озера и постов на других пунктах его побережья, дает возможность судить о неравномерности поднятий его берегов (рис. 58).

Если происходят неравномерные относительные поднятия разных берегов озера, полученные разности будут с течением времени меняться в случае, когда какой-либо пункт поднимается сильнее, чем пункт у стока озера, разность эта с годами увеличивается; если пункт поднимается менее интенсивно, чем пункт у стока, разность с годами уменьшается.

Изучение Онежского озера и Сегозера в Карелии Г. В. Верещагиным позволило установить смещение береговой линии по отношению к линии равновесия: поднятия на северо-западных участках и признаки опускания на юго-восточных. Аналогичная картина устанавливается в области Великих озер Северной Америки. Каждое из пяти озер (Верх-

нее, Мичиган, Гурон, Эри, Онтарио) подвергается наклону в юго-юго-западном направлении со скоростью 10 см в столетие. При этом вся территория испытывает опускания, возрастающие к югу, со скоростью, превышающей 4 мм/год в районе Чикаго [40].

Большой интерес представляет монография В. В. Ламакина по изучению современных движений оз. Байкал. Исходя из наблюдений за уровнем Байкала за 35 лет, привлекая имевшиеся геодезические нивелировки и данные береговых засечек, сделанные еще И. Д. Черским в 1878—1880 гг., В. В. Ламакин установил микропульсации земной коры. Они происходят наряду с направленными поднятиями и опусканиями разных участков побережья Байкала. Разница средних годовых уровней Байкала, определенных по наблюдениям на разных водомерных постах, отражает вертикальные подвижки берегов с довольно большой точностью. Водомерные посты, помимо своего прямого назначения, как считает В. В. Ламакин, выполняют роль самописцев тектонических движений. Он называл их тектонографами. Закономерности в расхождениях отметок уровня воды в разных местах при сопоставлении их с геологическими особенностями байкальских берегов показывают, что значительные местные завышения в показаниях уровня озера зависят от местных опусканий берегов и, наоборот, заниженные показания уровня — от поднятий. Водомерные данные отражают и направленные поднятия или опускания берегов и их колебания. Предлагая свою раздвиго-провальную гипотезу образования Байкала В. В. Ламакин, изучая сбросовый и сдвиговый рельеф, установил горизонтальные искривления и изломы, названные им явлениями деправации, приводящими к изменениям поверхностных отложений, образующимися одновременно со сдвигами, обнаруженными в береговой полосе Байкала.

Водомерные наблюдения на реках. С целью выявления современных тектонических движений в 1952 г. Д. А. Козловский впервые предложил исследовать динамику изменения кривой расходов рек. Эрозионно-аккумулятивная работа рек в настоящее время фиксируется наблюдениями многочисленных гидрометрических станций, разбросанных по всему земному шару. Наблюдения за уровнями и расходами воды фиксируют эрозионно-аккумулятивную работу рек и тем самым современные тектонические движения. При аккумуляции наносов кривая уровней и расходов воды смещается вверх, при эрозии русла происходит смещение кривой вниз. Этим показателем в настоящее время широко пользуются гидрологи для определения темпов изменения отметок ложа реки.

Кривая расходов воды представляет графическое выражение разницы между уровнями и расходами воды в каком-либо сечении реки. При устойчивом ложе эта зависимость постоянна, так как каждому расходу воды отвечает вполне определенный уровень. Если же ложе реки подвержено деформации, то кривая расходов воды испытывает смещение; при этом аккумуляция наносов вызывает смещение ее вверх, а эрозия — вниз по отношению к первоначальному положению.

Этот метод был проверен Л. Н. Былинской для разных рек в местах уже выявленных современных тектонических поднятий и опусканий (рис. 59). Во всех случаях (реки Сосна, Ингулец, Воронеж, Хопер, Днепр, Припять и др.) была установлена связь направленности русловых процессов с имеющимися геодезическими данными, выявляющими направление и скорость современных тектонических движений. Был сделан вывод, что с помощью водомерных наблюдений на реках можно судить о скоростях современных тектонических движений путем ана-

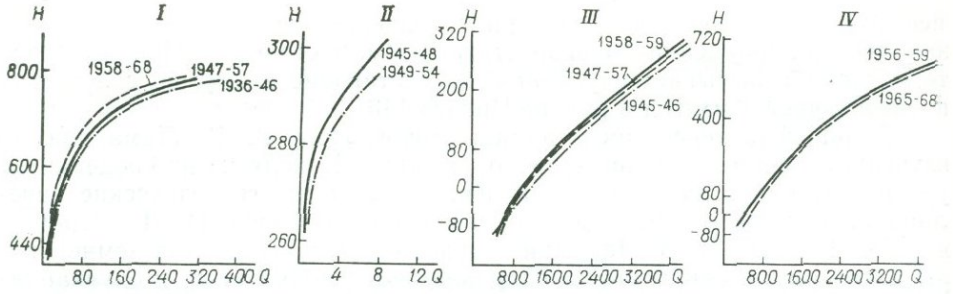


Рис. 59. Кривые расходов воды по данным гидрометрических станций. По Л. П. Былинской

I — р. Хопер — г. Балашов; *II* — р. Ингулец — г. Кривой Рог; *III* — р. Днепр — г. Кременчуг; *IV* — р. Ока — г. Муром

лиза скорости эрозии и аккумуляции в русле, которые можно сопоставлять с геодезическими данными.

Оценку темпа эрозионно-аккумулятивной работы рек и соответственно скорости и направления вертикальных движений, по Д. А. Козловскому, можно проводить и другими методами, исследуя: 1) устойчивость во времени рассмотренных графиков на соседних водомерных постах; 2) устойчивость минимальных годовых горизонтов во времени; 3) устойчивость во времени поперечных профилей реки и 4) изменение мутности воды по длине речной системы.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

На геодинамических полигонах широко используются разнообразные геофизические методы изучения современной геодинамики. Помимо этого, данные геофизических исследований привлекаются для решения и региональных вопросов неотектоники. В таком случае дается анализ геофизических полей и их интерпретация в сопоставлении с данными тектоники чехла, фундамента, рельефа земной поверхности и неотектоническими структурами, рельефом поверхности фундамента.

Изучение деформаций наклономерами и деформографическими методами. Для изучения деформационных явлений, связанных с тектоническими процессами, и медленных движений земной поверхности на прогностических полигонах обычно в комплексе с другими геофизическими исследованиями применяются наблюдения с помощью наклономеров. Их цель — изучить изменения во времени наклонов локальных участков земной коры. Существует много различных систем наклономеров. На геодинамических полигонах чаще всего используют высокочувствительный маятниковый наклономер системы А. Е. Островского (база измерения около метра), либо гидростатические наклономеры с базами в десятки метров. Погрешности измерений при этом находятся в пределах 0,01″—0,001″. Для уменьшения помех температурного происхождения наблюдения, как правило, проводятся в глубоких (в несколько десятков метров) горных выработках, шурфах и штольнях.

Изучение наклонов земной поверхности на геодинамических полигонах позволило зафиксировать их в каждой точке земной поверхности. Оказалось, что запись движений приборами очень сложна, состоит из отдельных компонент и требует специальной обработки для выявления тектонических движений. По записям наклономеров, по В. Ф. Бончков-

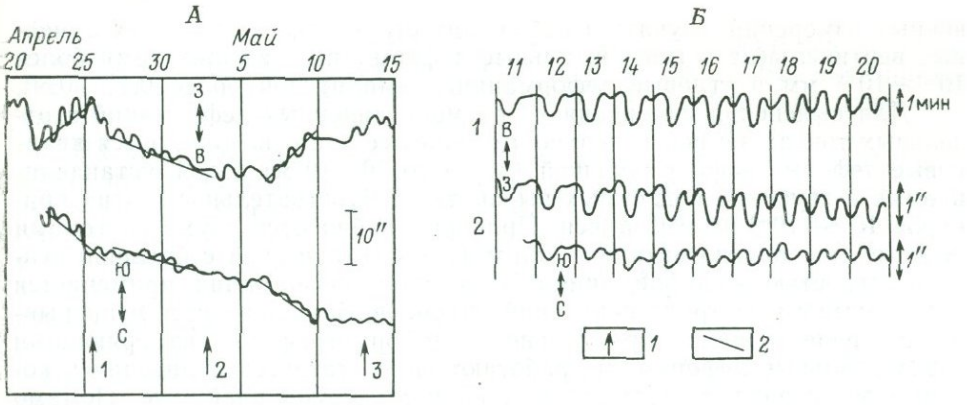


Рис. 60. Графическое выражение записей наклономеров:

А — внутри сейсмической области (Япония). *1* — время, соответствующее сильным изменениям после толчков; *2* — направление дополнительных вариаций. *Б* — Приливы и отливы (1) и наклоны (2) по наблюдениям в Кванто (Япония). Справа масштаб

скому, устанавливают: суточные и годовые движения, обусловленные тепловым влиянием (до нескольких секунд дуги), приливообразующей силой Луны и Солнца (порядка 0,01″); перераспределения атмосферного давления; бури наклонов в виде временных беспорядочных движений (секунды дуги); наклоны, вызванные движением лавы и газов в вулканических районах (до 3″ в сутки), и др. Только методом исключения отдельных компонентов, составляющих комплекс движений, фиксируемых наклономерами, выявляется наличие вековых наклонных движений, которые могут достигать нескольких десятков секунд дуги и проявляться на больших территориях или на отдельных блоках (рис. 60).

Наблюдениями на разных станциях выявляется резкое изменение скорости наклона перед землетрясениями. Например, на Душанбинском геодинамическом полигоне резкие изменения в ходе наклонов произошли за 6 дней до землетрясения. Для понимания этих записей необходимо сопоставление данных наклономеров (разной ориентировки) *с механизмом очагов землетрясений и выявлением осей сжимающих* и растягивающих напряжений.

Для регистрации деформаций используются механические методы для наблюдений в приповерхностных частях массивов и вблизи стенок горных выработок и тензометрические методы — для изучения более *глубоких участков. В первом случае ведутся наблюдения при помощи* конвергометров и дефектометров, а также экстензометров, обратных отвесов и клинометров для изучения линейных и угловых деформаций. Точность измерения линейных деформаций этими приборами в зависимости от конструкции от $\pm 0{,}25$ до 0,05 мм, угловые деформации могут измеряться с ошибками не более 10^{-4} градусов. База измерений в различных конструкциях составляет от 1—1,5 до 20—30 м.

Тензометрические наблюдения производятся с помощью деформометров и тензометрических штанг, предназначенных для измерения линейных деформаций и характеризующихся несколько большей (по сравнению с механическими методами) чувствительностью. Точность измерения деформаций деформометрами $2—5 \cdot 10^{-3}$ мм, тензометрическими штангами 10^{-4} мм. Базы измерения 1,5—10,0 м. Эти приборы позволяют в приповерхностных частях земной коры, доступных для непосредст-

венных измерений, изучать в небольших структурных блоках их линейные вертикальные и горизонтальные деформации с амплитудами более 10^{-1}—10^{-2} мм и угловые деформации с амплитудой более 0,1″—0,5″.

Для выяснения изменения во времени линейных деформаций в отдельных точках земной поверхности наиболее часто используются кварцевые деформографы с большой (от 15 до 30—40 м) базой, устанавливаемые в глубоких подземных выработках. Чувствительность этих приборов 10^{-8}—10^{-9} на мм записи. Приборы снабжаются двумя системами регистрации: оптико-механической и фотоэлектрической с большой чувствительностью к деформациям. Сдвоенная регистрация применяется для взаимного контроля показаний приборов. Запись ведется непрерывно. На ряде станций параллельно с деформографами, измеряющими горизонтальные деформации, работают гидростатические нивелиры, которые регистрируют углы наклона на исследуемой площадке. Помимо температурных и климатических измерений приборы четко отмечают влияние землетрясений, которые должны быть выявлены на фоне помех по данным нескольких станций. Различия в величине деформаций и ориентации осей максимального сжатия могут быть связаны с различным геологическим строением отдельных участков, на которых расположены станции, различными ориентацией разломов и направлением подвижек по этим разломам.

Гравиметрические наблюдения. При установлении причин возникновения вертикальных движений используется их взаимосвязь с геофизическими полями и, в частности, с гравитационным полем Земли. На геодинамических полигонах выявляются вековые изменения силы тяжести. Локальные или региональные изменения силы тяжести могут вызвать изменения направления отвесной линии, а следовательно, внести искажение в определение высот при проведении нивелирования, исказить координаты пунктов, полученные по астрономическим наблюдениям. Совокупность данных о современных движениях земной коры, как указывает Ю. Д. Буланже, об изменениях силы тяжести, неравномерности вращения Земли, колебаниях уровня Мирового океана дает возможность изучать перемещение масс внутри Земли. Установление же законов изменения силы тяжести во времени для всей Земли позволяет по-новому рассмотреть гипотезу расширяющейся Земли. Решение всех этих вопросов геодинамики в комплексе крайне важно для оценки существующих геотектонических концепций и уяснения роли в них неотектонических движений [59].

Современные и новейшие тектонические движения, являясь результатом глубинных процессов, тесно связаны с изменениями гравитационного поля как во времени, так и в пространстве. Очевидно, процессы, протекающие на больших глубинах, являются причиной возникновения прогибов и поднятий различных участков земной коры, и изменений аномалий силы тяжести. С этих позиций проводится анализ многих территорий. Так, рассмотрение характера аномалий силы тяжести на территории, например, Армянской ССР позволило прийти к выводу, что наблюдается определенная связь их с новейшими вертикальными движениями. Аналогичные выводы сделаны и для других районов.

Ежегодные измерения гравиметром во многих пунктах на территории Ашхабадского геодинамического полигона в отдельных районах показали слабое приращение аномалий силы тяжести за 4 года. Однако Ю. Д. Буланже выявленные изменения силы тяжести во времени для районов Украины, Поволжья, Прибалтики, Северного Кавказа, согласующиеся с тектоникой этих регионов, не считает достоверными. Кри-

тически оценив методику работ и результаты по имеющимся материалам на территории СССР и Восточной Европы, Ю. Д. Буланже приходит к выводу, что за период с 1955 по 1973 гг., если только изменения имели место, они могли быть более $10—15 \cdot 10^{-8}$ м/с^2 в год.

На ранее составленных гравиметрических картах не всегда можно объяснить гравиметрический фон геологическим строением того или иного района. Следует учитывать, что карты изоаномал, построенные геометрическим путем по редкой сети гравиметрических наблюдений, могут привести к ошибкам в понимании структур. Рекомендуется использовать данные по отдельным точкам наблюдений и обязательно привязывать их к конкретной поверхностной структуре, отраженной на геологической карте. В ряде случаев крупные неотектонические структуры (поднятия, впадины), созданные новейшими тектоническими движениями, отражают процесс изменения мощности земной коры.

Проблемы изучения неприливных (вековых) изменений силы тяжести в современной гравиметрии тесно связаны с решением задач глобальной геодинамики. Пока мы не имеем достоверных данных о глобальных изменениях силы тяжести. Как указывает Ю. Д. Буланже [59], необходимо создание глобальной сети гравиметрических обсерваторий для наблюдений с интервалом в 3—4 года. Чем выше точность и совершеннее методы измерений, тем меньше выявленные изменения силы тяжести. Это свидетельствует о весьма высокой стабильности гравитационного поля Земли во времени. Вместе с тем накоплено много данных по его изменчивости. Однако эти данные различны и противоречивы. Реальна возможность локальных и региональных изменений силы тяжести. Уверенно фиксируются изменения силы тяжести, вызываемые совокупностью явлений, предваряющих или сопровождающих извержение вулканов, а также перед землетрясениями большой силы и после них. Устанавливаются изменения силы тяжести при больших вертикальных перемещениях земной поверхности, вызванных тектоническими процессами.

Во всех расчетах Ю. А. Тараканов и В. А. Шулейников оперируют данными современных наблюдений изменений силы тяжести. Оценка возможных изменений этой величины, вызванной перестройкой земной коры за плейстоцен, дает величину порядка $5 \cdot 10^{-10}$ м/с^2 в год. Влияние годового и чандлеровского движения полюсов Земли вследствие свободной нутации в средних широтах сказывается на изменениях силы тяжести. Глобальные перемещения атмосферных масс, сезонные колебания уровня Мирового океана приводят к глобальным изменениям силы тяжести на земной поверхности (до $1{,}3 \cdot 10^{-8}$ м/с^2).

По расчетам Н. Н. Парийского, неравномерность вращения Земли может вызвать также изменения силы тяжести. Перемещение центра массы Земли на величину порядка 10 км должно привести к изменению силы тяжести на поверхности Земли на $2—3 \cdot 10^{-8}$ м/с^2 в год. По мнению Ю. Д. Буланже, все эти расчеты требуют уточнения [59]. И тем не менее, если мы будем оперировать значительными отрезками времени неотектонического этапа, когда происходили очень большие изменения высотного положения отдельных точек, необходимо допускать ощутимые изменения силы тяжести на поверхности Земли. Необходимо дальнейшее изучение вариаций силы тяжести на полигонах, расположенных в различных геоструктурных условиях.

Наблюдения над магнитным полем Земли. На геодинамических полигонах, особенно в сейсмических областях ведутся магнитометрические наблюдения над вариациями магнитного поля, систематически повторя-

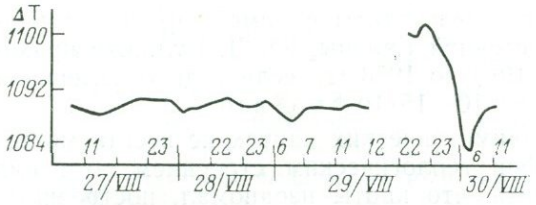


Рис. 61. Изменение по времени величины разности полной составляющей магнитного поля Земли ΔT при синхронных измерениях в аномальном и нормальном полях. По В. А. Ларионову и Д. А. Нагорской

ющиеся до нескольких раз в год. Обычно поле вековых вариаций связано с тектоникой района наблюдений, аномальные участки приурочены к глубинным разломам. Во всех случаях выявляется связь магнитного поля с сейсмической активностью района наблюдений и тектоническими процессами.

Длинноволновый спектр вариаций (вековой ход магнитного поля) изучается как возможная характеристика глубинных процессов, ответственных за формирование очагов упругих напряжений; коротковолновой — как возможная геомагнитная характеристика критического состояния деформируемой среды. Быстро протекающие вариации магнитного поля оказались прямо связанными с землетрясениями. На Алма-Атинском полигоне их удалось выявить, основываясь на предположении, что сейсмомагнитный эффект однозначен, и поэтому суммирование его от множества землетрясений может сыграть роль накопителя и тем самым привести к установлению этой связи. По материалам различных магнитных обсерваторий, суммарный геомагнитный эффект выражается в «бухтообразном» понижении значений δH_Q, которое происходит за 2—5 ч до землетрясения. По истечении этого времени после землетрясения значения δH_Q снова восстанавливаются. С. Б. Уразаев, Т. А. Акишев и др. предполагают, что при землетрясении происходит временное нарушение намагниченности пород среды.

Экспериментальный материал Байкальского геодинамического полигона свидетельствует, что изменение аномального магнитного поля отражает изменение напряжений в земной коре. Отмечено, что в 120—140 км от точек наблюдений по линии разломов, ограничивающих с юго-востока Баргузинскую впадину, произошло землетрясение 8-го класса. По мнению В. А. Ларионова и Д. А. Нагорской, изменение напряжений было вызвано землетрясением и явилось причиной изменения аномального магнитного поля. Все параметры отражают единый тектонический режим единой системы разломов, в пределах которой находились точки измерений и эпицентр землетрясения (рис. 61).

Помимо изменения напряженного состояния горных пород известны и другие процессы в земной коре, которые в какой-то мере могут приводить к локальным магнитным аномалиям векового хода (с учетом магнитных вариаций земного поля): химические превращения в ферромагнитных минералах горных пород, изменение сопротивления горных пород в зонах аномальной проводимости и перемещение границы изотермы Кюри. Все они должны учитываться при неотектоническом анализе.

Наблюдения над электрическим полем. Для выявления прочности горных пород в очаговых зонах землетрясений изучаются вариации электрического поля Земли во времени. Применяются различные методы, в частности, модификация дипольного электрического зондирования на постоянном токе, использовавшегося на Алма-Атинском полигоне, периодические измерения эффективного электрического сопротивления

горных пород и регистрация электромагнитного импульсного излучения Земли (ЭМИЗ).

На Ташкентском полигоне с помощью дипольной установки создается искусственное поле и регистрируется отношение $\Delta v/l$. Наблюдения повторяются несколько раз в год (4—6 раз). Вариации ЭМИЗ регистрируются непрерывными инструментальными измерениями частоты и амплитуды импульсов, принимаемых на антенны радиоустановок, действующих в диапазоне длинных волн. В результате электрометрических наблюдений выделены лунно-суточные вариации электрического сопротивления горных пород, связанные с приливными движениями земной коры.

По данным Г. А. Мавлянова и В. И. Уломова, на Ташкентском полигоне выявлены аномалии в электромагнитном изучении Земли, состоящие в значительном увеличении частоты поступления импульсов ЭМИЗ в связи с землетрясением с $M\text{-}4^3/4$, происшедшим в 40 км от пункта наблюдений. Это явление связывается с увеличением в горных породах количества микротрещин незадолго до магистрального разрыва, вызвавшего сейсмический толчок. Выявляются также среднесуточные и сезонные вариации ЭМИЗ и другие аналогичные явления. Так, за 5 ч до Ташкентского землетрясения 1966 г. наблюдалось нарушение атмосферного электрического поля, самопроизвольное загорание во время землетрясения люминесцентных ламп, свечение атмосферы в плейстосейстовой области и др. Отмечаются электрические аномалии и в ионосфере на высотах $\sim$300 км в виде увеличения электронной плотности; отмечены аномалии в приземном атмосферном электрическом поле, в изменении направления вектора нормальной напряженности на обратное.

По данным А. А. Воробьева, в период пластической деформации в зоне готовящегося разрыва быстро возникает большой электрический ток, нагревающий горные породы и ослабляющий их механическую прочность, а также перераспределяющий электрические разряды в системе Земля—атмосфера. В результате во время землетрясения и до него вблизи очаговой области могут возникать большие электрические возмущения, которые регистрируются как высоко над землей, в ионосфере, так и в глубоких шурфах, штольнях и скважинах. Величина электрического потенциала при этом, по данным Ташкентского полигона, может достигнуть нескольких тысяч вольт и соответствовать десяткам вольт на каждый метр глубины.

На территории геодинамических полигонов, как и за их пределами, широко используются методы электрометрии. Наиболее распространенными видами электроразведки являются вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ), изучение естественных теллурических токов Земли при помощи теллурического и магнитно-теллурического зондирования и профилирования (ТТ, МТП, ТЗ и МТЗ). Всеми этими методами выявляется морфология погребенного рельефа, оконтуриваются участки максимальных мощностей новейших отложений, выделяются и оконтуриваются разные по литологическому составу отложения, что позволяет обнаружить структурные формы в новейших отложениях, выявляют различные криптоформы — погребенные поднятия и опускания.

Сейсмометрические наблюдения. При изучении неотектоники используют и методы сейсмометрии, основанные на изучении отражения (МОВ) и преломления (КМПВ) упругих сейсмических волн при их распространении в неоднородной толще земной коры. По скорости прохождения волн от места взрыва до отражающей поверхности и обратно

к сейсмоприемнику можно судить о глубинах залегания пластов. Лучше всего отражают и преломляют волны древние погребенные поверхности выравнивания, глубины залегания которых устанавливаются с большой точностью. Методами МОВ и КМПВ выявляются новейшие структурные формы разных видов, определяются мощности новейших отложений в зонах погружения, изучаются погребенные формы рельефа (речные долины и др.).

Неоценимый материал для изучения неотектоники на геодинамических полигонах и вне их дают методы сейсмологии. Прежде всего они используются для оценки современных тектонических движений. Сбор и обработка всех инструментальных и макросейсмических данных обычно производится специалистами-сейсмологами и сейсмотектонистами. При решении вопросов неотектоники приходится использовать уже готовые, обработанные данные, сопоставляя их с материалами других методов исследования. Обычно сейсмологические данные представляются в виде каталогов землетрясений, составленных по материалам макросейсмических и инструментальных наблюдений, атласа карт изосейст и серии карт, характеризующих сейсмичность (карты эпицентров землетрясений, плотности эпицентров, сейсмической активности, сейсмического районирования, различные сейсмотектонические карты и др.). Очень важно для понимания связи сейсмичности с особенностями геологического строения региона использовать данные по механизмам очагов землетрясений, их динамическим параметрам и полям напряжений, которые выявляются с учетом данных и по неотектонике.

Большое внимание уделяется отношению скоростей прохождения сейсмических волн v_P/v_S, которые перед сейсмическим толчком часто уменьшаются до аномально низких значений. Толчок происходил сразу после возвращения отношения v_P/v_S к нормальной величине. Экспериментами доказано, что увеличение трещиноватости горных пород обусловливает уменьшение скоростей прохождения продольных волн v_P и не влияет на поперечные волны v_S. Отношение v_P/v_S уменьшается. Дальнейшее изменение физической обстановки приводит рассматриваемое соотношение к исходной величине. Для установления импульсных движений возникающих при горных работах, информация может быть получена путем применения прозвучивания массивов горных пород и сейсмоакустических методов. Они применяются также для изучения напряженного состояния земной коры и развивающихся в ней деформационных процессов.

В заключение отметим, что данные геофизики в комплексе с другими методами необходимы для выявления глубинных геологических структур, понимания механизма их формирования, геодинамических процессов и неотектоники. Они важны как при исследованиях на геодинамических и прогностических полигонах, так и при решении теоретических и практческих вопросов. Совокупность всех методов позволяет с определенной детальностью и точностью измерять деформации локальных участков дневной поверхности, а также деформации в массиве, в приповерхностных частях Земли, вблизи стенок горных выработок.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Земная кора, как сказал В. И. Вернадский, испытывает газовое дыхание Земли. Непрерывно и неравномерно в атмосферу выделяются значительные количества газов. Увеличение интенсивности газовыде-

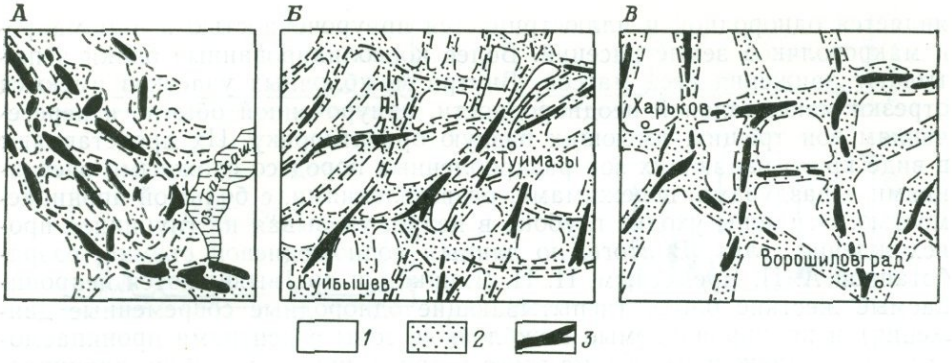


Рис. 62. Фрагмент карт региональной гелиевой съемки. По А. Н. Еремееву и И. Н. Яницкому

А — Восточная Бетпак-Дала (Казахстан); *Б* — Татарский свод (Поволжье); *В* — сопряжение Донбасса с Воронежским массивом. Интенсивность поля гелия: *1* — слабая, *2* — повышенная, *3* — высокая

лений и изменение состава газового потока приурочены главным образом к зонам глубинных разломов и к сопровождающим их разрывным нарушениям. Установлена зависимость между составом и интенсивностью газового потока и геотектоническим режимом. Установлена связь современных тектонических движений, в том числе и землетрясений, с режимом подземных флюидно-газовых систем, берущих начало в глубоких слоях земной коры, с процессами накопления упругих деформаций горными породами. На необходимость изучения пульсирующих или интермитирующих явлений указывал еще Б. Б. Голицын. С развитием методов гидрогеохимии, хроматографии, масс-спектрометрии, радиометрии оказалось возможным фиксировать самые незначительные вариации геохимических величин. Ритмичность сейсмотектонической активности крупных территорий отчетливо отражается в изменении состава и интенсивности газовых эманаций в выходах на дневную поверхность. Она сопровождается вариациями тепловых, радиохимических, изотопных, солевого и микрокомпонентного составов вод.

Среди элементов, входящих в состав земной коры, едва ли не самым интересным, самым своеобразным и в то же время самым загадочным по условиям возникновения и распределения в недрах является гелий, писал В. И. Вернадский в 1933 г. А на рубеже 60—70-х годов изучение геохимии гелия позволило предложить и практически применить водно-гелиевую съемку, охватившую большие пространства СССР. Выяснилось, что распределение концентрации гелия отражает четко выраженную блоковую структуру (рис. 62). При увеличении мощности экранирующего слоя осадочных пород контрастность аномалий снижается. В местах развития мобильных разломов проницаемость становится отчетливой при любой мощности осадочной толщи, например в Днепровско-Донецкой впадине. Хорошо выявлена связь повышенной гелиеносности с межблочными зонами, которые мы принимаем за системы крутопадающих разломов, где главная форма переноса — фильтрация. Инертность гелия и его низкие фоновые содержания в приземной атмосфере и в подземных водах и резкое (на несколько порядков) увеличение его содержания в водах кристаллических пород показывают, что гелий оказывается чутким показателем современных блоковых движений земной коры. Максимальная неоднородность и напряженность приурочены к сопряжениям блоков. Подвижность межблочных участков не

является однородной и иллюстрируется приуроченностью к ним микро- и макротолчков землетрясений. Более консолидированные блоки испытывают движения всей массой. Внутри межблочных участков имеются отрезки максимальной неоднородности, приуроченной обычно к пересечениям зон трещин, имеющих разную ориентировку. Их представляют в виде круто падающих зон раздробленных пород со сложными очертаниями — раздувами, пережимами, разветвлениями, с большой проницаемостью. Эти зоны уходят глубоко в недра, указывая на глубинное происхождение гелия. В итоге, по данным водно-гелиевой съемки, разработанной А. П. Еремеевым, И. Н. Яницким и др., выявляются непроницаемые жесткие блоки (испытывающие однородные современные движения) и полупроницаемые межблочные зоны с центрами проницаемости в их сопряжениях. Кроме этого устанавливаются сплошь проницаемые граничные разломы, разделяющие мегаблоки. Таким образом, метод водно-гелиевой съемки четко выявляет современную подвижность земной коры.

На геодинамических полигонах в последние годы применяют различные методы геохимических исследований в связи с изучением предвестников землетрясений. Активно живущие разломы создают ослабленные зоны в земной коре, образуя пути миграции газа, воды, а в ряде районов и нефти. Для выявления таких активных участков в последние годы стали использовать метод эманационного профилирования, по повышенным концентрациям радона и тортона в почвенном воздухе. При проявлении современных движений по разломам изменяется напряженное состояние горных пород и увеличивается концентрация радиоактивных газов как в самих зонах разломов, в местах наибольшего дробления и повышенной трещиноватости, так и в перекрывающих их породах. Такие работы производились на Донбасском, Алма-Атинском геодинамических полигонах, в Крыму и в других местах. Работы ведутся эманометром разных конструкций, по профилям, обычно вкрест простирания тектонических структур.

В Донбассе выявлены многочисленные эманационные аномалии не превышающие 25 эман (при фоновом значении 1,5—2,5 эмана). Изотопный состав газов изменяется: радона от 20 до 30 %, тортона 70—80 %. Все выявленные аномалии оказались расположенными над выходами тектонических разрывов, зон повышенной трещиноватости во флексурах, мелких складок и обнаруживались при любой мощности наносов (рис. 63). Оказалось, что по простиранию одного и того же нарушения эманационные аномалии не постоянны. Было установлено, что аномалии располагаются на участках с наиболее контрастными современными движениями земной поверхности, выявленными повторным нивелированием. Движения по различным структурным неоднородностям в коренных породах передаются в самое молодое геологическое тело — поверхностные новейшие рыхлые отложения и, несомненно, вызывают их деформацию. Эту не выявляемую другими методами тектоническую деформацию и фиксирует эманационная съемка. Успешными были эксперименты по применению эманационного профилирования и в других районах (Средняя Азия, Монголия). В. С. Вереда и другие считают, что эманационные аномалии связаны с современной активностью разрывных нарушений.

Эффективность применения геохимических и радиометрических методов находится в прямой зависимости от степени активности новейших структур. Зоны новейших тектонических поднятий характеризуются развитием трещин, по которым на дневной поверхности закладываются раз-

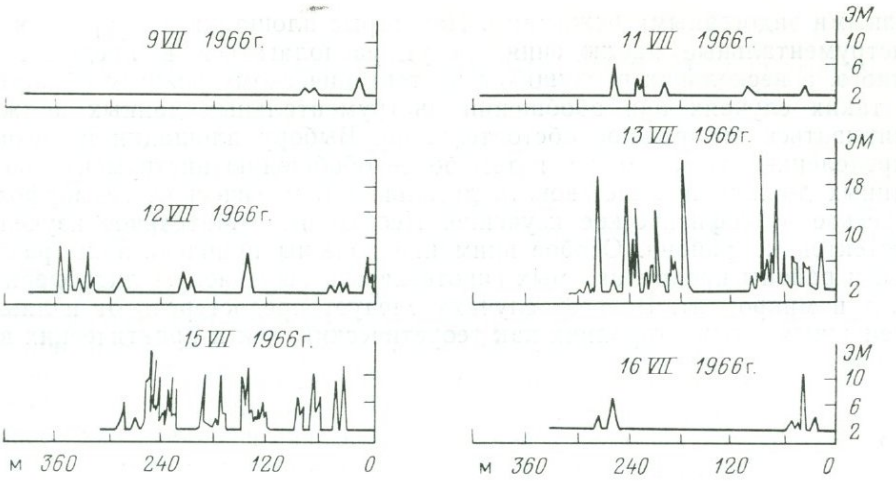


Рис. 63. Результаты эманационной съемки, проведенной в Донбассе до и после Анапского землетрясения 1966 г. По В. С. Вереде и др.

нообразные эрозионные формы (овраги, балки, речные долины). Активная зона устанавливается путем построения роз ориентировки гидросети и совмещения их с глубинной трещиноватостью отложений различных стратиграфических горизонтов. Такая закономерность распространена очень широко. Миграция флюидов сквозь толщи определяется современными движениями земной коры. Эта особенность уже в настоящее время используется для поисков глубинных залежей нефти и газа. Д. В. Цыганков отмечает, что в ряде случаев возникают микробиологические аномалии, приуроченные к местам, благоприятным для миграции углеводородных газов к поверхности, определяющих развитие микрофлоры, метан- и пропанокисляющих бактерий. Такие аномальные зоны были выявлены в бассейне р. Дона, в Поволжье.

О КОМПЛЕКСИРОВАНИИ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ МЕТОДОВ ИЗУЧЕНИЯ

Итак, для успешного решения перечисленных выше задач, ставящихся для изучения на геодинамических полигонах, в каждом отдельном случае, необходима их точная формулировка. От этого будут зависеть выбор и комплексирование инструментальных методов (см. рис. 27, вкладка). Понять природу современных движений можно не только используя данные инструментальных наблюдений, но и увязывая их с рангом структурно-тектонических элементов; с историей их геологического развития и всеми данными, позволяющими выявить тенденции в развитии этих структурных элементов. Помимо этого, в соответствии с решаемыми задачами необходимы специальные исследования разнообразных новейших денудационно-аккумулятивных процессов, происходящих в пределах полигона и на смежных территориях, количественная их оценка и сопоставление с результатами инструментальных наблюдений. Определение скорости экзогенных процессов приобретает важное значение.

На выбор и комплексирование методов будет влиять степень имеющейся фоновой тектонической подвижности того или иного района, где размещен геодинамический полигон, которая будет определяться

разными эндогенными режимами. Некоторые площадки, где проводятся инструментальные наблюдения, могут располагаться в пределах не одного, а нескольких разнящихся по тектоническому режиму областей. В таких случаях при обобщении инструментальных данных должно учитываться это важное обстоятельство. Выбору площадки полигона, определению его размеров, и тем более обобщению инструментальных данных должно предшествовать детальное геологическое, геоморфологическое и геофизическое изучение. Необходимо тщательное изучение неотектоники района. Особое внимание должны привлечь зоны разломов и районы предполагаемых гипотетически выделяемых литосферных плит и микроплит. Во всех случаях следует предостеречь от излишне поспешных и односторонних как теоретических, так и практических выводов.

Глава V

ГЕОДИНАМИКА ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ЛИТОСФЕРЫ

ЭНДОЛИТОГЕННАЯ КОМПОНЕНТА СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ

Гравитационное уплотнение горных пород. На разнообразные и сложные современные перемещения земной поверхности, имеющие среднее значение 2—4 мм/год, местами 8—10 мм/год и более, большое влияние оказывают изменения, обусловленные колебаниями температуры, барометрического давления, водными условиями и другими причинами. В ряде мест гидротермические колебания достигают 30—40 см/год и более, с суточными перемещениями до 8 мм, охватывающими самые поверхностные части почвы (деятельный слой). Устраняя влияние этих и других короткопериодических колебаний, перемещения земной поверхности не могут считаться целиком проявляющимися за счет одного типа ранговых тектонических движений. Они состоят из нескольких компонент с разными источниками причин, которые сложно сочетаются во времени и в пространстве и, в значительной мере, проявляются локально.

Процессы воздействия на перемещения поверхности литосферы непосредственно связаны с преобразованиями горных пород, такими, как гидратация, дегидратация, уплотнение и др., протекающими с изменением объема горных пород. Движения этого типа хорошо выявляются инструментальными (геодезическими) методами и имеют широкое распространение. Эндолитогенные процессы обусловлены понижением уровня грунтовых вод как в естественных условиях, так и под влиянием деятельности человека; связаны с эксплуатацией подземных вод, нефти и газа; с вертикальным дренажем на орошаемых территориях; статическими и динамическими нагрузками и другими процессами. Все они проявляются на глубинах в десятки и первые сотни метров, отражаясь на перемещениях поверхности, достигающих первых десятков сантиметров в год.

Широко развиты процессы гравитационного уплотнения и разуплотнения, которые оказывают влияние не только на перемещения поверхности, но и ведут к формированию локальных складок. Вопросы уплотнения осадков и отложений рассматривались А. Б. Роновым, Н. Б. Вассоевичем, К. В. Логвиненко, А. А. Гореловым, М. С. Буштаром и многими другими. Было установлено, что наиболее подвержены уплотнению глинистые породы, в которых уменьшение пористости на 35 % (первоначальная пористость 80 %) приводит к сокращению объема на 64 %. Песчаные отложения, хорошо сортированные, формирующиеся в водной среде с начальной пористостью 45 %, могут уменьшить свой объем до 37 %. При этом происходит сокращение объема, как считает Дж. Уэллер, на 18 % за счет более плотной упаковки зерен. По данным Ю. В. Мухина, уплотнение идет по логарифмическому закону в несколько стадий. Максимальное сокращение объема происходит в стадию седиментации, когда под действием собственного веса из осадка вытесняется вода и пористость уменьшается от 80 % до 45—45 %; в гравитационную стадию под действием тяжести перекрывающих пород порис-

тость снижается до 35 %. Таким образом, диагенетическое уплотнение не сказывается на конечной мощности стратиграфических горизонтов, так как образование дополнительного пространства возможного осадконакопления тут же компенсируется отложением новых осадков. Под давлением осадочные породы неравномерно уплотняются, что ведет к уменьшению их мощности. Параллельно с этим уменьшаются пористость и объем пород, увеличивается плотность. Сокращение мощности пород сопровождается прогибанием вышележащих горизонтов и накоплением дополнительных порций осадков. В отличие от глубинных движений, амплитуда которых вверх по разрезу нередко уменьшается, движения прогибания, связанные с гравитационным уплотнением пород, отличаются увеличением амплитуд вверх по разрезу.

Когда нагрузка снимается за счет проявления процессов денудации, глинистые породы разбухают. В них создается упруго-напряженное состояние. Упругие силы, давление набухания и прочие эндолитогенные процессы обуславливают внутреннее напряжение в породе. Оно может разрешаться в виде деформаций глинистых пород в долинах рек путем выпирания толщ глин с увеличением их мощности и с перемещением отдельных частиц в пределах слоя. Впервые на это обратил внимание И. С. Рогозин в бассейне р. Волги. Изменение мощности или нарушений в залегании пластичных пород под долинами практически всех рек Западной Сибири, где велось бурение, выявил И. Л. Кузин. Эти явления зафиксированы как под современными, так и под древними, ныне погребенными долинами, в виде нагнетания масс глинистых пород, образующих разной величины и формы валоподобные поднятия. Пластические деформации в толщах глинистых пород даже при небольших изменениях нагрузок (рытье котлованов или строительство плотин) могут распространяться на глубину не менее 70 м. По расчетам И. А. Кузина деформации могли охватывать глубины в несколько сот метров, образуя своеобразные локальные складки. Отмечается, что скорость роста этих складок изменялась во времени. В других случаях, при быстром освобождении от нагрузки (таяние льда, энергичная эрозия и пр.), глинистые породы могут не успеть подвергнуться разбуханию и будут иметь внутреннее капиллярное давление большее, чем соответствующая современная нагрузка. Это обстоятельство при продолжающемся разбухании приведет к движениям земной поверхности в районах эрозионных врезов и к другим деформациям в виде смещения слоев на склонах, на что обращал внимание еще Ф. П. Саваренский.

Выявление процессов уплотнения горных пород имеет значение в понимании формирования локальных структур типа платформенных складок. Введение поправки на гравитационное уплотнение пород может значительно уточнить время заложения локальной структурной формы, основные этапы ее развития, а также ее морфологию, гипсометрию и амплитуды в геологическом прошлом, что существенно для поисков нефти. Это особенно важно для Западно-Сибирской равнины, где глинистые породы (в южных и западных частях) составляют 65—67 % от общего объема пород (рис. 64). Однако и песчаные породы под действием сил гравитации также уплотняются и сокращаются в мощности, но этот процесс идет значительно слабее, чем в глинистых породах. На характер уплотнения песчаных пород влияют состав обломков, цемент, гидрогеологические условия и другие причины.

С увеличением давления, как считает Э. Фотиади, структура пород становится более однородной, а пористость и плотность соответствуют глубине захоронения.

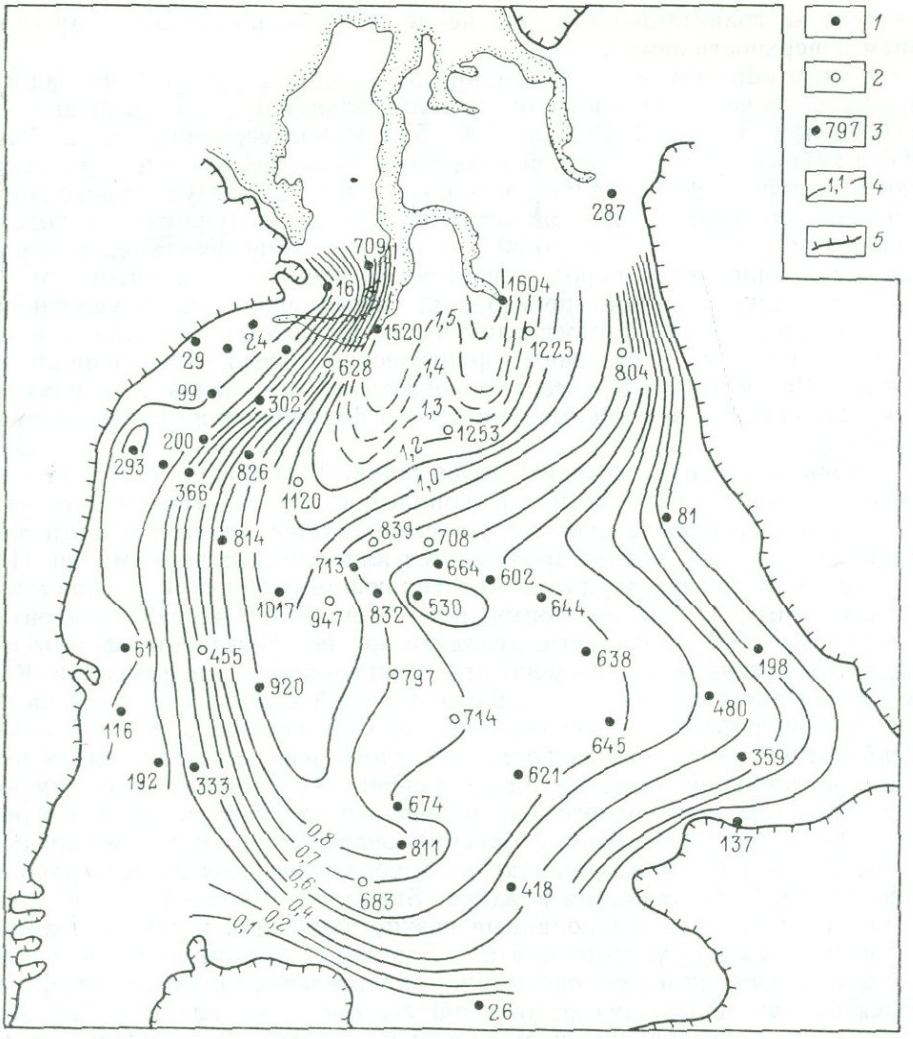


Рис. 64. Карта уплотнения глинистых пород мезозоя—кайнозоя Западной Сибири: *1* — скважина, вскрывшая фундамент; *2* — скважина, не вскрывшая фундамент; *3* — величина уплотнения (в м); *4* — изолинии величин уплотнения (в км); *5* — выходы палеозойского фундамента

В ряде случаев порода может находиться в недоуплотненном состоянии, когда ее естественная пористость оказывается меньше той, какая должна была бы быть при суммарном воздействии внешней нагрузки и внутренних сил. В случаях, когда в разрезе отсутствуют проницаемые породы и отток поровой воды из глин затруднен, погружающиеся на большую глубину глинистые осадки находятся в недоуплотненном состоянии, а заключающаяся в них вода очень сильно сжата, давление в ней приближается к геостатическому. В таких районах пористость глин в 2—4 раза, а в некоторых случаях в 5—10 раз выше пористости глин, залегающих на тех же глубинах, где нет аномально высоких пластовых давлений. Нарушение пластовых давлений, связанное с интенсивной добычей подземных вод, нефти, газа, может оказать существенное

влияние на гравитационное уплотнение, что обычно связано с проседанием поверхности земли.

Таким образом, в формировании локальных структур гравитационное уплотнение пород играет очень значительную роль. Подсчитано, что в пределах Западной Сибири 400—500 м послесеноманских и более 300 м кайнозойских отложений образовались за счет уплотнения подстилающих пород. Это означает, что почти 50 % амплитуды нисходящих движений верхних горизонтов чехла приходится на уплотнение подстилающих пород и только около 50 % — на прогибание фундамента. В полной мере уплотнение пород в настоящее время учесть очень трудно. Процессы тектонического прогибания, осадконакопления и уплотнения горных пород тесно взаимосвязаны и для точного определения каждого из них требуются достаточный фактический материал и специальный анализ. Рассмотренный материал показывает всю условность разделения экзогенных и эндогенных факторов в формировании поверхностных структур.

Проявление пластических деформаций. В районах, где в разрезе имеются достаточно мощные высокопластические галогенные породы — соли, гипсо-ангидриты или пластические глины (типа акчагыльских, майкопских и др.), угли — проявляются пластические деформации. Последние слабо воздействуют на подстилающие отложения и оказывают значительное влияние на форму залегания вышележащих горизонтов. Образуются валы, локальные купола и другие структурные формы под влиянием выжимания, перемещения, гравитационного всплывания. Конвективная неустойчивость слоя более тяжелой породы, лежащей на более легкой, приводит к искажениям горизонтального залегания слоев. Необходимая для этого разность объемного веса создается или в процессе осадконакопления, или при изменении влагосодержания однородной породы за счет полного заполнения пор или набухания, или в процессе консолидации породы с максимальной влажностью с выделением воды. Такие деформации широко распространены в различных районах (Поволжье, Прикаспийская впадина, Башкирия, Украина и др.). Доказано, например, что наблюдаемые резкие изменения мощностей ангидритов и солей кунгурского яруса в Башкирии вызваны пластическими деформациями, которые оказывали значительное влияние на форму залегания вышележащих отложений. Перемещение пластических масс приводило к образованию куполовидных структур. Заложившись в далеком геологическом прошлом, они развивались и в новейший тектонический этап. Движения проявляются и в настоящее время, что доказывается результатами повторных нивелировок за последние 40—60 лет. Соляная тектоника сказывается не только на формировании особых, локальных новейших тектонических структур, положительно или отрицательно выраженных в рельефе, но и на формировании рельефа и строения поймы и т. д. На реках Бол. и Мал. Кинель, по данным Л. Н. Розанова, колебания мощности современного аллювия, связанные с пластическими деформациями, определяются от 10—15 до 25 м. Аналогичная картина наблюдается в долине р. Камы и в других местах.

Классическим примером, где развиты локальные пластические деформации, является Прикаспийская впадина. Первичная мощность солевого комплекса в разных частях впадин от кунгурского яруса нижней перми до казанского яруса верхней перми достигала 4 км. Впоследствии в результате перемещения соли она образовала соляные штоки высотой до 3—7, иногда до 9 км (максимальная глубина залегания подошвы соленосной толщи 10 км). В межкупольных пространствах мощ-

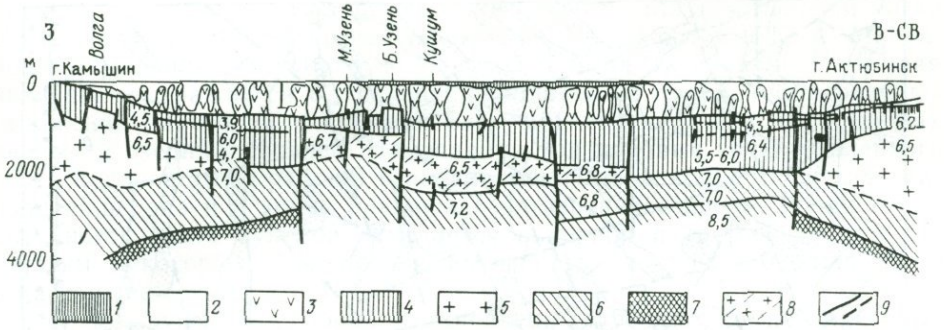


Рис. 65. Сейсмо-геологический разрез Прикаспийской впадины. По В. А. Соколову
1 — верхний плиоцен; *2* — палеоген, мезозой и верхняя пермь; *3* — соляные штоки и гряды; *4* — подсолевой осадочный слой; *5* — «гранитный» слой; *6* — «базальтовый» слой; *7* — верхняя мантия; *8* — существенно базальтофицированный гранитный слой, возможно осадочный; *9* — разломы. Цифры на разрезе — скорость (км/с)

ность ее резко сокращается, а местами целиком оказывается выжатой и надсолевые породы выполняют как бы чашеобразные межкупольные депрессии, имея сокращенные мощности на куполах (рис. 65). К бортам впадины мощность солевой толщи уменьшается до 1 км и меньше.

Тектоника этих комплексов (солевого и надсолевого) определяется пластическими деформациями солевой толщи. В позднепермский—триасовый этап был перераспределен основной объем соли. Вначале участки соляных масс приурочивались к крупным подсолевым структурам и к зонам сокращенных мощностей. В дальнейшем, при росте соляных структур, разность нагрузки позднепермских пород на соляной массив и окружающее его участки увеличилась и интенсивность их роста возросла. Современный план расположения соляных структур разных кинематических типов определялся к концу позднепермского—триасового этапа. В прибортовых и внутренних частях Прикаспийской впадины они различны. В краевых частях ориентированность соляных структур возникла при направленном течении соли в зоне разрывов или флексур подсолевого ложа, развивавшихся унаследованно над разрывами фундамента. Во внутренних частях впадины соляные купола группируются вокруг межкупольных депрессий в виде дугообразных и кольцевых цепочек (рис. 66).

Процесс образования структур наглядно был показан А. М. Сычевой-Михайловой и др. на физических моделях, созданных из эквивалентных материалов. Аналогия в расположении и строении структурных форм, наблюдаемых в опытах и в природных условиях, позволила предполагать, что кольцевое расположение соляных структур обусловлено всплыванием легкой соли в пределах отдельных ячеек. Это движение характеризуется как конвективное или адвективное. В бортовых зонах разрывы облегчают всплывание соли и нарушают ее перемещение по адвективным ячейкам, что приводит здесь к линейному расположению соляных структур. Среди отрицательных форм соляных структур выделяются: межгрядовые прогибы, первичные компенсационные мульды (межкупольные депрессии, внутрикольцевые депрессии), вторичные компенсационные мульды. Их образование, по данным опытов, связано с оседанием (обрушением) свода прорванного соляного диапира вследствие растяжения поверхностных слоев ядра в наиболее выпуклой его части и растекания соли ядра при образовании «карнизов». Возраст

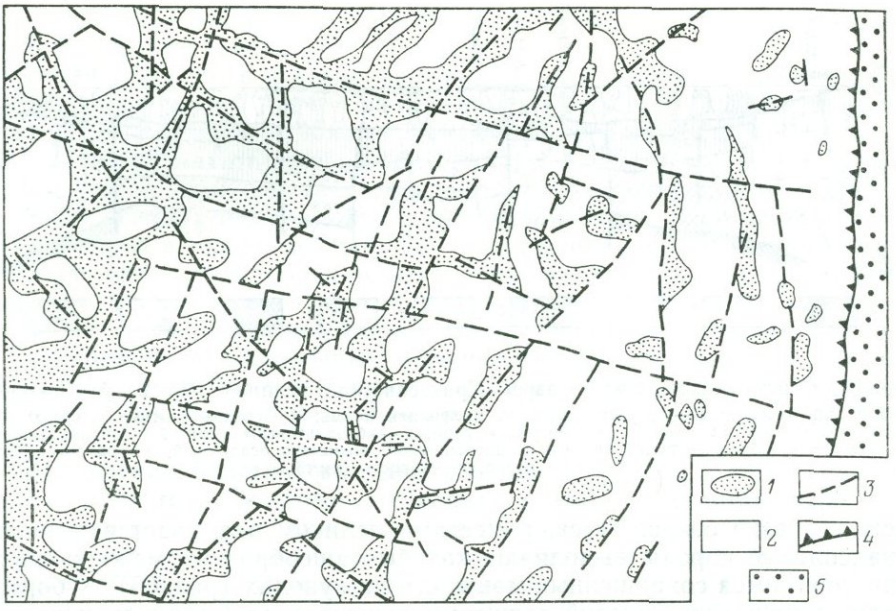


Рис. 66. Тектоническая схема междуречья Эмбы—Уила и Темира. По И. Б. Далтяну и А. С. Посадской

1 — соляные купола; *2* — межкупольные депрессии; *3* — наиболее протяженные сбросы и зоны трещиноватости, соответствующие проекциям разломов фундамента, и прочие сбросы; *4* — краевой шов Восточно-Европейской платформы; *5* — Южно-Уральский периклинальный прогиб

отложений, слагающих мульды оседания и вдавленные, фиксирует время выхода соляного массива купола на поверхность.

В юрско-палеогеновый этап интенсивность соляной тектоники ослабевала и амплитуда поднятия соли в ядрах куполов была небольшой, порядка 1 км. В это время происходило перераспределение соли в массивах, образовавшихся в первый позднепермский—триасовый этап. Образовались вторичные мульды и продолжали развиваться компенсационные мульды. В неоген-четвертичный этап, проявившийся главным образом в центральной части впадины, произошло поднятие с соляных массивов куполов на дневную поверхность. В крупных куполах типа Баскунчак, Индер, Челкар, Тюбекудук, Эльтон и некоторых других по данным сейсморазведки установлены разломы в надсолевом ложе. Таким образом, в их образовании участвовали не только силы гравитации, но, очевидно, и движения блоков подсолевого ложа.

Основными причинами ослабления интенсивности соляной тектоники явились меньшая мощность мезозой-кайнозойских отложений и их меньшая плотность, снижающаяся до 1,8—2,2 г/см^3, что примерно равно плотности соли, тогда как плотность верхнепермских пород составляет 2,5—2,6 г/см^3. Это приводило к замедлению роста соляных куполов.

В пределах Прикаспийской впадины насчитывают более 1500 локальных солянокупольных поднятий разных кинематических типов, различающихся и по своей современной активности. В качестве показателя новейшей активности принимают относительную высоту свода купола над окружающей местностью и разность мощностей в своде купола и межкупольном пространстве. По этому признаку дается схема райони-

рования территории междуречья Урал—Волга. Для центральной части Волго-Уральского междуречья Прикаспия А. А. Свиточ и К. А. Мануйлова установили, что около 90 % куполов были активными. Новейшая активность отражается в сокращении мощностей плиоцен-четвертичных отложений на сводах и крыльях растущих структур и в деформациях речных и озерных уровней. Намечаются три крупные эпохи усиленного роста куполов этого района: в начале акчагыла, в конце акчагыла—начале апшерона и в конце апшерона—четвертичное время. Наибольшая активность роста куполов отмечается в первой и третьей эпохах. По данным некоторых нивелировок активность куполов продолжается и в настоящее время.

В межкупольных зонах установлены глубокие компенсационные мульды, обычно приуроченные к крутым склонам растущих куполов. Большая мощность плиоцен-четвертичных отложений (>1000 м) и слабая выраженность их в современном рельефе свидетельствуют о компенсации прогибания осадконакоплением.

Сравнение новейшего структурного плана ряда куполов с донеогеновым показало, что при общей унаследованности новейших дифференцированных тектонических движений в новейшее время продолжалось пластическое перераспределение соли внутри соляного штока. Эти перемещения, суммировавшиеся с тектоническими движениями крупных новейших структур, на которых расположены соляные купола, и обусловили формирование нового структурного плана.

По данным повторного нивелирования в районе Баскунчакского соляного купола установлено его современное поднятие (с амплитудой до 4 мм/год) и опускание примыкающей компенсационной мульды (до 8 мм/год и более) выраженной в рельефе впадиной оз. Баскунчак. Эти движения надо относить не только за счет гравитационного перераспределения соляных масс, но и в какой-то мере за счет тектонических процессов. Таким образом, пластические деформации проявляются на глубинах первых тысяч метров. Скорость обусловленных ими движений осадочного чехла неравномерна во времени и в пространстве и достигает первых сантиметров в год.

Соляные структуры хорошо изучены в пределах Украинской синеклизы. Они влияют на высотное положение речных террас, мощность аллювия и на изгибы течения рек в местах наличия купольных структур, что указывает на их рост в четвертичное время. Локальные движения и рост в неоген-четвертичное время испытывали солянокупольные структуры Предтаймырского прогиба и аналогичные образования на юге Вилюйской синеклизы, в Чуйской впадине и в других районах, а также в зарубежных соленосных бассейнах (Мексиканский залив, соленосные бассейны ФРГ, ГДР, Румынии и др.).

В соленосных бассейнах ФРГ и ГДР были установлены разнообразные формы скоплений соли и диапиризма (рис. 67). Взаимодействие сбросообразования и дифференцированных движений может привести к усложнениям в миграции соли и тем самым к сложному распределению проявлений новейших и современных движений. Было учтено, что скопления соли и диапиризм начинаются в самых глубоких частях эвапоритового бассейна, где энергетические уровни (температура и давление) наиболее высоки (рис. 68). В крупных соленосных бассейнах установлена сложная динамика движений погружения, которая полностью проявляется в процессах миграции соли и формировании соляных скоплений. При этом миграция соли за плейстоцен и голоцен может преодолевать огромные расстояния (около 200 км в Мексиканском заливе)

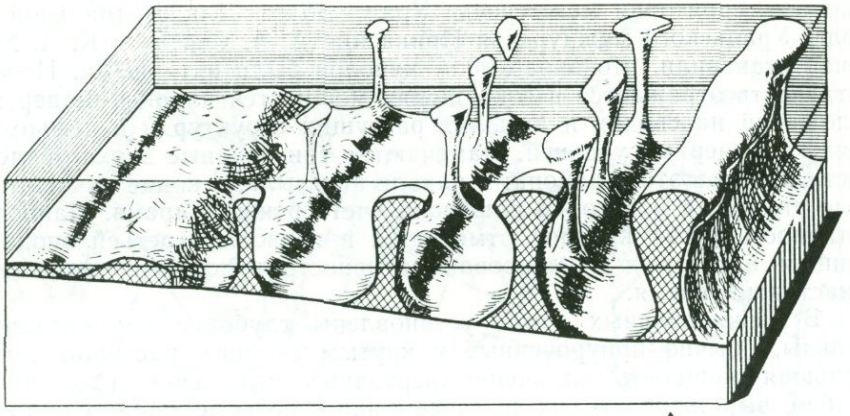


Рис. 67. Типы и положения соляных структур бассейна Цехштейна в ФРГ и ГДР. По Ф. Тризайму

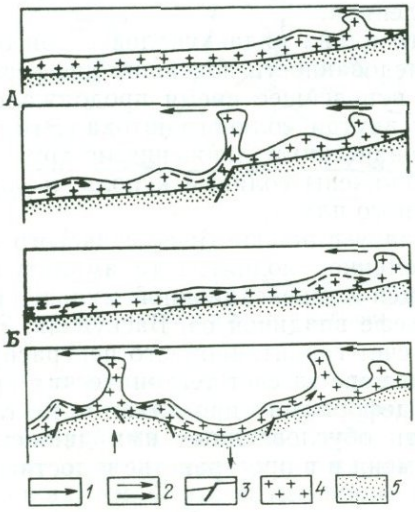
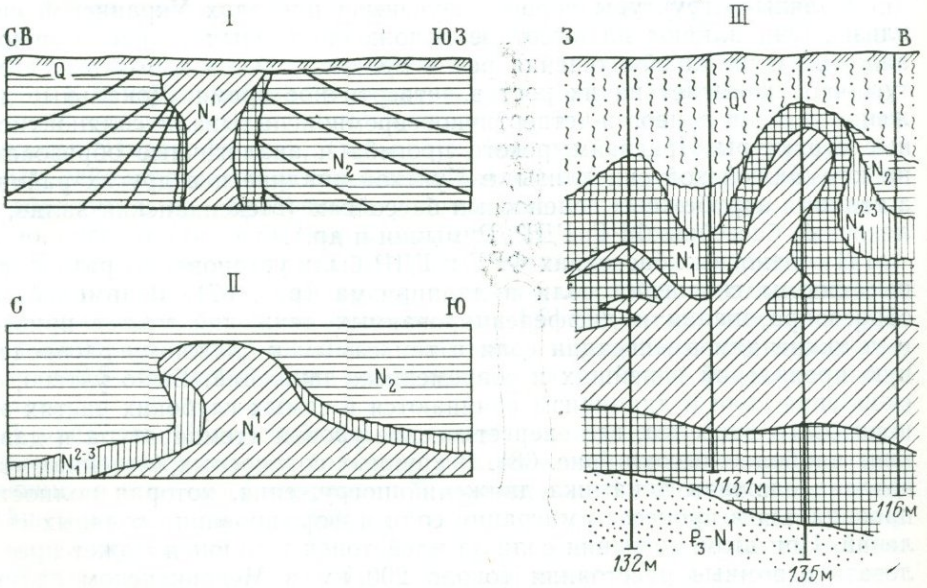


Рис. 68. Динамика движений погружения и развития соляных структур. По М. Сусн-джару

А — взаимосвязь сбросообразования и последовательного развития соляных структур; *Б* — эффект взаимодействия дифференцированных движений и процесса миграции соли в бассейне. *1* — направление движения соли; *2* — направление последовательности соленакопления; *3* — сбросы; *4* — *отложения солей*; *5* — подстилающие отложения

Рис. 69. Угольные диапиры в буроугольных месторождениях Южно-Уральского бассейна. По П. И. Ильину

I — у западного борта Тюльгонского месторождения; II — на Маячном месторождении; III — на Бабаевском месторождении



без нарушения стратификации соленосных пластов, вплоть до области аккумуляции соли. Все сказанное показывает сложное распределение новейших и современных движений в пространстве, их тектоническую обусловленность и тесную связь с эндолитогенными процессами.

Своеобразные дислокации аналогичного типа отмечаются в районах буроугольных месторождений. Так, например, в пределах буроугольных месторождений Южно-Уральского бассейна описаны молодые деформации в миоценовых угольных толщах в виде угольных диапировых структур, разнообразных даек, куполов, конусов (рис. 69). Высота диапировых структур от 60 до 500 м и более. Аналогичные образования описаны для Челябинского буроугольного бассейна Г. Ф. Крашенинниковым.

«Флюидогеодинамическая» компонента движений. *Согласно теории* упругого режима подземных межпластовых вод давление горных пород (геостатическое) на кровле водоносного горизонта слагается из давления на толщу породы и пластового порового (гидростатического) давления. При уменьшении пластового давления, как указывают В. А. Мироненко и В. М. Шестаков, увеличивается давление на толщу породы, происходят уменьшение объема пор, сжатие, опускание вышележащего осадочного чехла и, естественно, поверхности над водоносным горизонтом. При повышении пластового давления происходят обратные процессы. Выявлено, что при откачке глубоких подземных вод наблюдается неравномерное опускание реперов повторных нивелировок, заложенных на различных глубинах от земной поверхности. В некоторых случаях даже на фоне общего опускания происходит поднятие местности из-за подъема грунтовых вод. На территории Венского бассейна, А. Кизлингером было выявлено даже независимое движение каждой пачки слоев. Таким образом, неравномерная разгрузка отдельных водоносных горизонтов должна приводить, как указывает П. И. Леонтьев, к различным скоростям движений на различных глубинах, а скорость современных движений земной поверхности должна отражать сумму скоростей движений отдельных слоев. Эти колебания земной поверхности будут целиком совпадать с «гидрогеологической» структурой (морфоструктурой). Этим объясняется, по мнению П. И. Леонтьева, взаимосвязь между скоростями современных движений (по данным повторного нивелирования) с областями питания, напора или разгрузки подземных вод. Изменения общей увлажненности, образующие циклы разной продолжительности (вековые циклы и осложняющие их циклы более высокого порядка), будут сказываться и на изменениях запасов межпластовых вод, отражая такую же цикличность, вызывая тем самым движения земной поверхности. Поэтому выявление скоростей современной тектонической компоненты движений в районах платформенных областей возможно только после учета влияния движений, обусловленных экзогенными факторами. Эти идеи П. И. Леонтьева были развиты в дальнейшем А. А. Никоновым [51], который предложил указанными закономерностями в равнинно-платформенных областях объяснять такие признаки современных движений, как их структурную приуроченность, обратимость, знакопеременность, повышенные (по сравнению с геологическими) величины скорости движений, несовпадение их знака в соседних структурах и т. п. Придавая этим движениям большое значение, А. А. Никонов счел целесообразным выделить их в особый тип «флюидогеодинамических» движений.

Нетрудно видеть, что рассматриваемая компонента движений, улавливаемая инструментальными методами, является эндолитогенной. В данном случае она отражает не только планетарно-космические про-

цессы, выражающиеся в климатических и погодных колебаниях (увлажненность, ее динамика), влияющих на жидкую и газообразную фазу горных пород, но и тектонические условия. Гидрогеологические явления и современные движения безусловно взаимосвязаны, но эти связи значительно более сложные. Очевидно, следует говорить о парагенезе этих явлений. Кроме того, изменение аномально высоких пластовых давлений без привлечения тектонических движений и напряжений земной коры, по мнению К. А. Аникеева, объяснить трудно. Что касается выделения «флюидогеодинамических» движений, то в них упрощенно рассматриваются следствия разных сложных природных процессов, а не их причины. Горную породу всегда рассматривают как вещество, состоящее из разных фаз: твердой, жидкой и газообразной. Поэтому изменение одной фазы обязательно ведет к изменениям других. А это приведет к необходимости рассматривать все факторы компоненты в комплексе. При этом тектоническая компонента (напряжения, движения, деформации) будет играть немаловажную роль. Таким образом, выделение «флюидогеодинамических» движений в самостоятельный тип нам кажется излишним.

Большое значение имеет и химическая подземная денудация (химическая суффозия). Ее величина для региональных областей колеблется от 0,01 до 0,1 мм/год. В районах разгрузки подземных вод эта величина может увеличиваться, что повлечет неравномерные опускания земной поверхности. В этом проявится разнообразие эндолитогенной компоненты и необходимость ее учета при анализе современных колебаний земной поверхности.

Особый тип движений, зависящий от свойств горных пород (известняки, песчаники, конгломераты тортона, сармата и палеогена), был выделен А. Кизлингером и назван метатектоническими нарушениями. Выражаются они в поверхностных перемещениях отдельных блоков коренных пород, обусловленных происходящими и в настоящее время погружениями. В результате появляются открытые трещины. Деформации происходят со скоростью 1—2 мм/год. Возможно, в этом движении, принимают участие и гравитационные процессы.

ГЛЯЦИОИЗОСТАЗИЯ И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА СОВРЕМЕННЫЕ И МОЛОДЫЕ ДВИЖЕНИЯ

Признаки гляциоизостатических движений. Имеющиеся данные позволяют предположить для относительно крупных участков земной коры, где проявляются нагрузки или разгрузки, проявление компенсационных движений. Действие изостатических движений растягивается на столетия и тысячелетия. Для районов материковых оледенений, по данным Б. Гутенберга, время, в течение которого тело, выведенное из равновесия, благодаря пластичности вновь приходит к равновесному состоянию (время релаксации), составляет примерно 10 000 лет. В глубоких зонах Земли время релаксации значительно сокращается и на глубинах около 700 км составляет всего 100 лет. Аналогичное время релаксации в 10^3—10^4 лет указывается и другими авторами (Е. В. Артюшков). Компенсационным движениям, связанным с изостатическим выравниванием, могут подвергаться блоки диаметром в несколько десятков километров.

Считается, что нагрузка, приложенная к поверхности земной коры на площади меньше или порядка ее толщины, изменяет главным образом ее напряженное состояние. По данным Е. Н. Люстиха, неровности

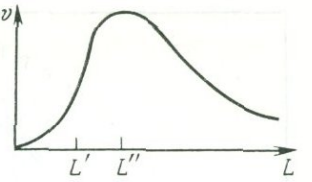


Рис. 70. Качественная зависимость скорости восстановления изостатического равновесия (v) от характера размеров области с нарушенным равновесием литосферы (L). По М. Е. Артемьеву и Е. В. Артюшкову

рельефа в десятки километров и менее обычно изостатически не компенсируются. Качественная зависимость размеров области с нарушенным равновесием литосферы (L) и скорость восстановления изостатического равновесия (v) представлены на рис. 70.

При изменении L от 0 до 50—100 км скорость v чрезвычайно мала и растет с увеличением L. При L', когда перестает существенно сказываться влияние коры, изостатические движения резко ускоряются. Величина L переменная, в среднем около 100 км. Наибольшую скорость изостатические движения приобретают, когда некомпенсированная область достигает размеров $L'' \approx 200—300$ км. При еще больших размерах нагрузки этот темп отчасти снижается. Поэтому у ледникового покрова поперечником в первые сотни километров восстановление изостатического равновесия наступает через 10^3 лет, а при его протяженности свыше 10^3 км — через 10^4 лет [2, 3].

По господствующим представлениям, изостатические или компенсационные движения представляют или пластические деформации, сопровождающиеся перемещением масс земной коры, или их уплотнения. Некоторые исследователи причину тектонических движений вообще сводят к изостатическому или гляциоизостатическому фактору (*Б. Л. Личков, Е. Н. Былинский, А. Кайё и др.*). Допуская проявление тектонических движений в районах современного и древнего оледенения Д. И. Мушкетов, К. К. Марков, С. А. Ушаков, Н. Е. Лазарев, А. А. Никонов, Г. де-Геер, А. Пенк, А. Борн, Б. Гутенберг и многие другие признают, что гляциоизостатические движения были более мощными и роль собственно тектонических движений на этих участках практически сводится к нулю, считая, что они подавляются гляциоизостатическими движениями. Это мнение основывается на том, что послеледниковое поднятие наблюдается фактически всюду, где имело место четвертичное оледенение. Помимо Фенноскандии и Канады такие поднятия отмечены в Шотландии (амплитуда >30 м), на Шпицбергене (>50 м), на Новой Земле (первые сотни метров), на Таймыре и Северной Земле, в Южной Африке, Южной Америке, Гренландии и Антарктиде, где амплитуда движений измеряется многими десятками метров.

Уже давно Б. Гутенберг выявил факты, указывающие на связь послеледниковых поднятий с изостатическим выравниванием. Эти аргументы в дальнейшем повторяются Э. А. Левковым, А. А. Никоновым и последующими исследователями. К таким фактам относятся: 1) нулевая линия движений в Европе и Северной Америке, в течение тысячелетий остававшаяся приблизительно в одном положении и располагающаяся примерно параллельно границе оледенения; 2) построенные по различным данным изобазы, всюду оконтуривающие площади максимальной толщины льда; 3) один порядок скоростей поднятия для Канады и Скандинавии, характеризующийся уменьшением приблизительно наполовину за последние 5000 лет; 4) отрицательное значение гравитационных аномалий и увеличение их по направлению к центру оле-

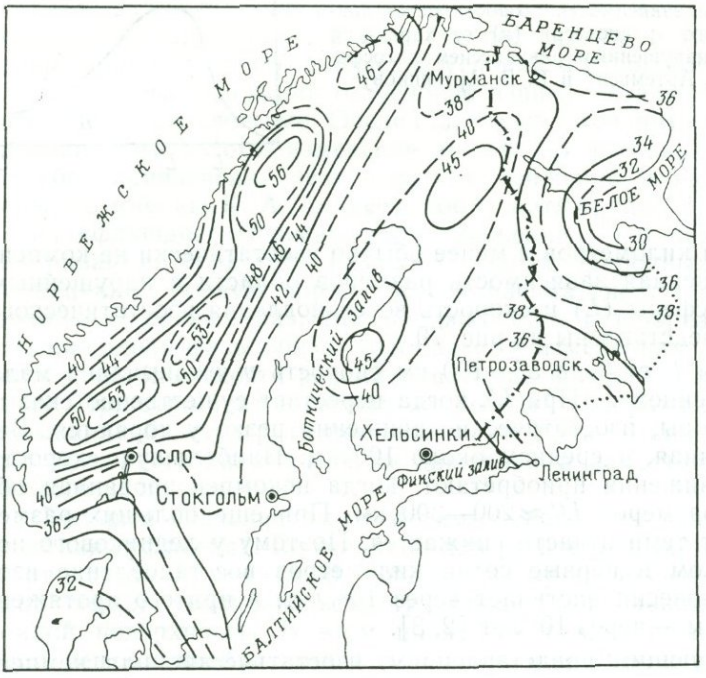


Рис. 71. Структурная карта по поверхности М. По Л. Е. Шустовой.
Оцифровка изолиний в км

денения, что истолковывалось геофизиками того времени как показатель недостигнутого равновесия.

Однако среди различных исследователей, как сторонников гипотезы глициоизостазии, так и ее противников, нет единой точки зрения на оценку имеющихся фактических данных. Появились новые данные по региональному гравитационному полю Фенноскандии. Выявились региональные гравитационные аномалии северо-восточных и юго-восточных простираний для аномалий в редукции Фая и Буге. По гравиметрическим данным полосовая аномалия наблюдается под Скандинавскими горами (обусловлена «корнями гор»); отрицательная аномалия — под Ботническим заливом (связана с увеличением мощности земной коры). Эти две зоны отделены участком земной коры с меньшей мощностью (рис. 71). Расположенная к востоку отрицательная аномалия (Финский залив—Карелия) также обусловлена изменением мощности земной коры. К линиям максимальных градиентов регионального поля тяготеют молодые и древние тектонические нарушения вдоль берегов Норвежского моря, Ботнического и Финского заливов, главный поперечный разлом Кольского полуострова и другие, на что указывают В. И. Богданов, У. Хольтедаль, Л. Е. Шустова, а также эпицентры землетрясений, что отмечают М. Ботт, Н. И. Николаев и др. На этом основании делается вывод, что характер регионального гравитационного поля обусловлен дифференцированными глыбовыми движениями Фенноскандии. Причину наблюдаемых особенностей глыбовой тектоники, по мнению В. И. Богданова, возможно, следует искать в параллельности полосовых аномалий каледонским складчатым сооружениям, на что в 1961 г. впервые обратил внимание Т. Хонкасало. В ряде районов простирание изменений скорости новейших и современных движений совпадает с простиранием глыбовых структур (рис. 72).

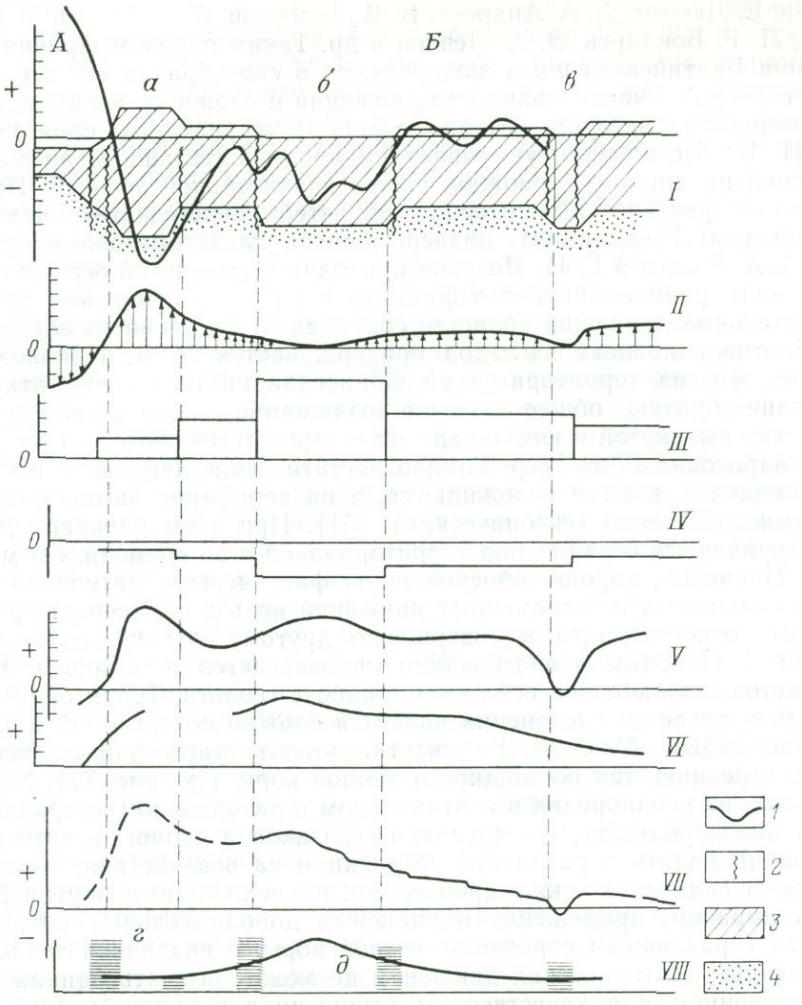


Рис. 72. Принципиальная схема блокового строения земной коры Фенноскандии:

А — Атлантический океан; *Б* — Балтийский щит (*а* — эпиплатформенные Скандинавские горы, *б* — Ботническо-Кандалакшская впадина, *в* — Кандалакшский грабен). *I* — мощность земной коры: *1* — кривая силы тяжести, *2* — главные разломы, *3* — кора, *4* — мантия; *II* — эпюра суммарных неотектонических движений; *III* — эпюра нагрузки льда ледникового щита; *IV* — эпюра гляциоизостатических и квазиэластических движений; *V* — кривая поздне- и послеледниковых движений земной коры с учетом гляциоизостатических, квазиэластических и эндогенных тектонических движений; *VI* — кривая поздне- и послеледниковых движений по карте А. Хегбома; *VII* — кривая современных движений; *VIII* — эпюра связи сейсмичности (*г*) с тектоническими (*д*) процессами

С 1933 г. А. Д. Архангельский и ряд других исследователей ставят под сомнение роль гляциоизостазии в проявлении поднятий Балтийского щита. Во всех рассуждениях об изостазии не принимается во внимание ранняя геологическая история Фенноскандии. Соображения же палеогеографического характера позволяют утверждать, что начиная с ранних эпох, Фенноскандия претерпевала поднятие, в то время как соседние области погружались. Нулевая изогипса Балтийского щита, согласно Г. Штилле, в настоящее время находится почти в том положении, которое она занимала в позднепалеозойское (позднепермское) время. Таких представлений придерживаются Г. Ф. Мирчинк, Н. И. Ни-

колаев, Е. Люстих, Б. А. Андреев, В. В. Белоусов, С. А. Евсеев, Г. И. Лазуков, Л. Г. Бондарев, Э. А. Левков и др. Таким образом, причины воздымания Балтийского щита заключаются в своеобразии его тектонического строения, унаследованности движений и сложного взаимодействия с экзогенными факторами. Малая мощность «гранитного» слоя, по мнению Н. В. Литвиненко, указывает на продолжительность восходящих движений на щите, сопровождающихся значительной эрозией. Проанализировав фактический материал областей современного оледенения (Антарктика, Гренландия), подвергавшихся плейстоценовому оледенению, С. А. Евсеев и Г. И. Лазуков приходят к выводу об огромном преувеличении роли ледникового фактора в качестве основной причины колебательных движений областей современного и древнего оледенения.

Противоположных взглядов придерживается А. А. Никонов, считающий, что на территории всей Фенноскандии гляциоизостатические движения образуют общее сводовое воздымание в виде эллипса с длинной осью, вытянутой с юго-запада на северо-восток, которую много лет назад нарисовал Г. де-Геер. Гляциоизостатические движения, постепенно замедляясь, кое-где осложняются, а на периферии заменяются движениями собственно тектоническими [51]. При этом блоковые движения проявляются ограниченно территориально и во времени. По мнению А. А. Никонова, хорошо обоснованную фактическим материалом картину голоценовых и современных движений нельзя опровергать рассуждениями, относящимися к совершенно другому этапу геологической истории [51]. Этим необоснованно опровергается историко-геологический метод, являющийся основным в работе геолога. Территория современного и древнего оледенения является сложно построенной и сложно развивающейся областью. Ее участки имеют существенные различия как по строению, так по мощности земной коры (см. рис. 71). Установлено, что она неоднородна в вертикальном и латеральном направлениях. Такая неоднородность, по мнению геофизиков и геологов, естественно должна приводить к различной ее реакции на воздействия, вызванные внешними силами, а также процессами, происходящими внутри Земли. Таким образом, приложение одинаковых дополнительных нагрузок в районах с различным строением земной коры, с различной тенденцией современных тектонических движений не может вызвать одинаковую в количественном и в качественном отношениях реакцию земной коры. Очевидно, интерпретацию фактических данных по голоценовым и современным движениям следует давать, учитывая хорошо установленное блоковое строение земной коры (см. рис. 72).

Последующие исследования С. А. Евсеева подтверждают это заключение. В пределах Антарктиды ледниковая нагрузка вызывала дополнительное прогибание участков, опускающихся под действием тектонических сил, перетекание из-под них вещества астеносферы в соседние поднимающиеся блоки. Все это приводило к увеличению контрастности рельефа ложа.

Несомненный интерес представляет высказанное в 1977 г. мнение В. Г. Гутермана о том, что верхняя часть Земли представляет собой многофазную систему, чутко реагирующую на приложение внешних давлений (что было также показано в 1976 г. в работах А. Мёрнера). Происходит перемещение фазовых границ; скорость движений поверхности определяется не геологическими, а теплофизическими параметрами среды и числом границ волноводов. Под Балтийским щитом слой астеносферы в общепринятом понимании, как установлено А. С. Алексеевым и другими, отсутствует. Однако выявляемые три слоя волновода

при давлениях, создаваемых здесь толщей льда в 2—3 км, должны вызвать смещение поверхности в центре ледника на 200—300 м. Эта гипотеза допускает более широкие пределы реологических параметров. В соответствии с такими взглядами «фазовый» механизм постгляциальных поднятий, как указывает В. Г. Гутерман, может работать не хуже изостатического. Амплитуды колебаний рассматриваемой природы имеют величины, близкие к реально наблюдаемым.

Полосовые гравитационные аномалии и линейные сейсмоактивные зоны, по мнению В. И. Богданова, не дают оснований связывать послеледниковые поднятия с изостатическим процессом. Факты «высокой коровой чувствительности» не только ледниковых, водных, но и техногенных нагрузок свидетельствуют о существовании внутрикоровых близповерхностных механизмов, обратимых деформаций, определяющих «эластические» свойства среды. Под эластичностью коры понимается способность ее под воздействием переменных нагрузок к обратимым деформациям, превышающим чисто упругую компоненту сплошного твердого тела. Доказывает это повсеместная раздробленность, трещиноватость, расслоенность кристаллических пород, что подтвердило, в частности, сверхглубокое бурение. Механизм эластичности связывается В. И. Богдановым с процессами аккумулирования энергии деформации жидкими и газовыми флюидами трещиноватостью градиентной коры (частичная миграция жидких флюидов, сжатие — расширение газовой компоненты) при изменениях динамических условий и упорядочении «кусочной» структуры среды (термин Л. Мюллера). Градиентный характер изменения с глубиной микропористости позволяет заключить, что послеледниковая деформация земной поверхности определяется различными включениями одних и тех же механизмов на разных глубинах и в разных условиях. Играют роль также широкий спектр времени релаксации и явление частичного гистерезиса деформаций, обусловленного высокой степенью подвижности и необратимыми изменениями геометрии макропоровых пространств. При закрытии трещинных микропоровых пространств в слое 0—10 км амплитуда сокращения, по расчетам В. И. Богданова, достигает $\sim$200 м. А при уплотнении коры мощностью 40 км до минералогической плотности составляет 1500 м.

Таким образом, колебания земной поверхности в областях древних оледенений объясняются разными компонентами движений: проявлением собственно тектонических движений с наложением упругого сжатия пород, гляциоизостатического и квазиэластического факторов, возможно, фазовыми преобразованиями. Привлечение данных по послеледниковому поднятию северо-восточной части Северной Америки, дает основание предполагать, что к ним добавился фактор планетарного характера — изменение морфологии геоида (рис. 73).

Механизм разных компонент гляциоизостатических движений. О механизме отдельных компонент движений земной коры, обобщенно рассматриваемых как гляциоизостатические, можно сделать следующие выводы.

1. Одними из основных являются тектонические (вековые, колебательные, эпейрогенетические) движения. Они проявляются повсеместно, сохраняя тенденции предшествующего тектонического развития. Этот тип движений хорошо улавливается разнообразными геолого-геоморфологическими методами, и наличие их в любом участке не вызывает сомнений. В ряде случаев затруднение вызывает сравнительная оценка их скорости и относительного значения среди других компонент.

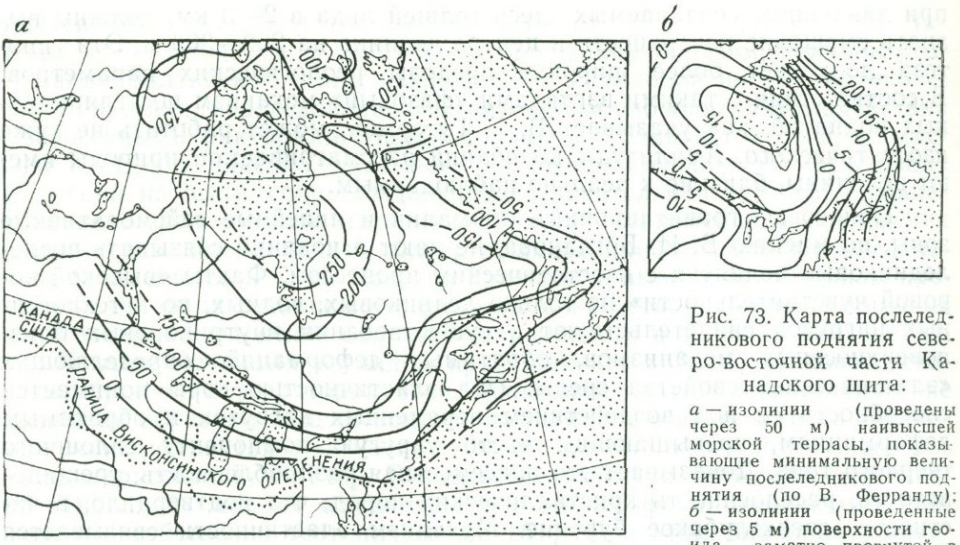


Рис. 73. Карта послеледникового поднятия северо-восточной части Канадского щита:

а — изолинии (проведены через 50 м) наивысшей морской террасы, показывающие минимальную величину послеледникового поднятия (по В. Ферранду); *б* — изолинии (проведенные через 5 м) поверхности геоида, заметно прогнутой в районе максимального оледенения (по Д. Фишеру)

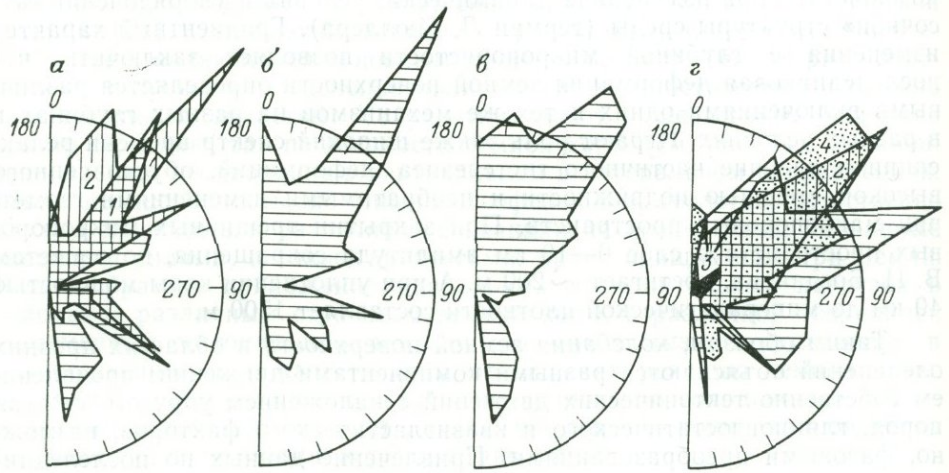


Рис. 74. Розы-диаграммы. По В. И. Богданову и Ю. Д. Ходотову

Статистическая обработка данных, проведенная В. И. Богдановым и Ю. Д. Ходотовым, позволила построить розы-диаграммы (рис. 74) простираний изолиний регионального гравитационного поля (*а*): нулевой изолинии карты «в свободном воздухе» (*1*); изолинии рельефа поверхности М, по Л. Е. Шустовой (*2*); простирания изолиний рельефа дневной поверхности и морского дна (*б*); суммарной диаграммы векторов функции коррелируемости эпицентров землетрясений (*в*) и простираний изолиний новейших и современных движений (*г*) по данным разных авторов (*1* и *4* — по Н. И. Николаеву, *2* — по Б. Гутенбергу, *3* — по Г. А. Желнину и Е. Кярияйнену). Выявляется сходство в конфигурации диаграмм, заключающееся в преобладании двух систем направле-

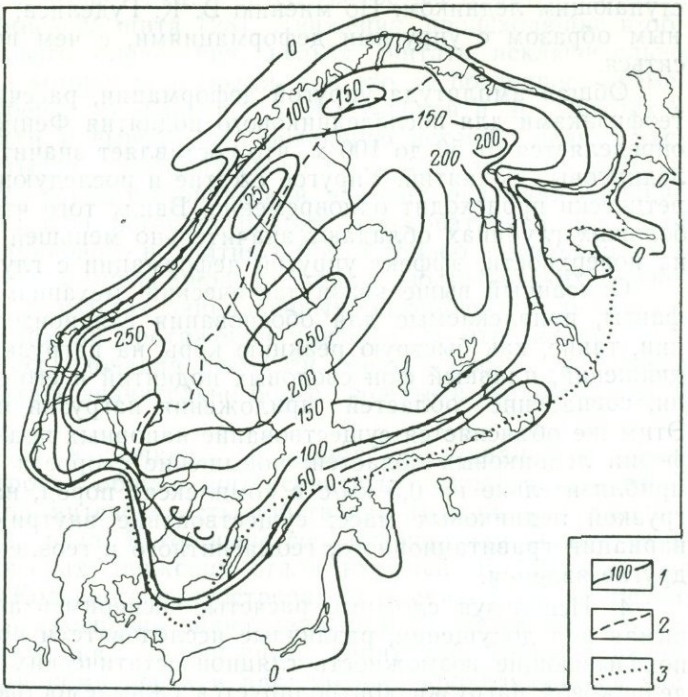


Рис. 75. Схема суммарных сводово-блоковых поздне- и послеледниковых поднятий Фенноскандии, с учетом соотношения неотектонических и гляциоизостатических движений:

1 — изобазы поднятий (в м); *2* — границы геоструктурных областей; *3* — границы Балтийского щита

ний (северо-восточных и юго-восточных) в блоковой структуре земной коры Фенноскандии. Делается предположение о дифференцированных проявлениях ледниковой нагрузки по этим направлениям. Представления о блоковом характере движений позволили Н. И. Николаеву рассматривать поздне-послеледниковые движения как наложенные на глыбово-блоковые тектонические (рис. 75).

2. Гляциоизостатические движения (прогибы, поднятия), очевидно, имели место и распространялись на большие глубины. Однако они накладывались на собственно тектонические движения и дифференцировались в соответствии с особенностями строения земной коры. В этом процессе могли участвовать и отток вещества в слоях астеносферы, и перемещение фазовых границ, и уплотнение толщ за счет уменьшения порового пространства. Оценить долю каждого из названных явлений пока не удается, тем более что на разных площадях их соотношение должно было меняться. Очевидно, проблема изостазии очень сложна и для многих районов не имеет однозначного решения.

3. Хорошо доказываются упругие и квазиэластические деформации (как тип движений, впервые выделенные Н. С. Шатским). Амплитуда их, обусловленная различными экзогенными и эндогенными процессами, оценивается миллиметрами и сантиметрами. Значительно большими амплитудами характеризуются упругие деформации, связанные с материковым оледенением. Так, в Прибалтике установлен быстрый подъем периферических участков вслед за отступавшим ледником. Комплексный метод исследования, примененный в 1957 г. В. К. Гудели-сом, основанный на детальном изучении стратиграфии поздне- и послеледниковых отложений, установлении фаз отступания ледника, геохронологическом и геоморфологическом анализе, позволил установить величину подъема в 7—12 м. Этот подъем следовал как бы волной за от-

ступающим ледником. По мнению В. К. Гуделиса, подъем связан главным образом с упругими деформациями, с чем вполне можно согласиться.

Общая амплитуда упругой деформации, рассчитанная некоторыми геофизиками для послеледникового поднятия Фенноскандии и Канады, определяется от 50 до 100 м, что составляет значительную долю послеледниковых поднятий. Упругое сжатие и последующее расширение теоретически происходит одновременно. Ввиду того что горные породы на больших глубинах обладают значительно меньшей сжимаемостью, чем на поверхности, эффект упругой деформации с глубиной уменьшается.

Описанный выше квазиэластический механизм объясняет многие факты, привлекаемые для обоснования гляциоизостатической концепции, такие, как быструю реакцию коры на нагрузки, высокие скорости движений, плавный фон сводовых поднятий и его затухание во времени, совпадение областей приложения нагрузки и деформации и др. Этим же объясняется существование напорных подземных вод на периферии ледниковых областей; повышение скорости сейсмических волн приблизительно на 0,5 км/с в комплексах пород, находящихся под нагрузкой ледниковых масс; существование внутрикоровых источников вариаций гравитационного, геомагнитного и геоэлектрического полей и другие явления.

4. Используя сложные расчеты, экспериментальные данные, принимая ряд допущений, различные исследователи получили результаты, показывающие возможность гляциоизостатических движений. Влияние ледниковой нагрузки контролируется сжимаемостью пластов, их прочностью и степенью пластичности. На определенной глубине при нагрузках, превышающих прочность горных пород, последние испытывают пластические деформации. Опытным путем (Д. Григгс, П. Бриджмен и др.) установлено, что пластическая деформация зависит не только от нагрузки, но и от коэффициента вязкости, жесткости пород, фактора времени, температуры, длительности воздействия нагрузки, геологической истории материала подвергающегося опыту, и т. п. Все это указывает на сложность задачи, необходимость введения многих допущений и определенную приближенность получаемых результатов.

Как считает П. Н. Кропоткин [28], на тех участках земной коры, где имеются значительные поднятия и которые не сопровождаются сокращением площади, простая схема изостатических соотношений Дж. Эри оказывается неприменимой. В таком случае изостатическая компенсация может рассматриваться по схеме Ф. Пратта. Одним из первых на это указал А. Д. Архангельский, который неоднократно критиковал построения Ф. Коссмата и других, основанные только на схеме Дж. Эри. Изучая природу поднятия Балтийского щита, А. Д. Архангельский в 1933 г. пришел к выводу, что поднятие является вообще характерной чертой всей послепалеозойской геологической истории Фенноскандии. Временами эти поднятия прерывались эпохами большего или меньшего опускания, что приводило к затоплению части щита или его современных подземных склонов морем. Трудно как-то особенно выделять его современное поднятие и предшествовавшее последнему опускание и объяснять их совершенно иными (имеется в виду ледниково-изостатическими.— *Н. Н.*) причинами, чем предыдущие движения. Новейшие исследования Н. Мёрнера показали, что современное поднятие Фенноскандии, которое достигает скорости 8—10 мм/год в центральной части Балтийского щита, теперь обязано тектоническим процессам. По П. Н. Кропоткину, это, по-видимому, такой же процесс,

как и тот, который вызывает поднятие со скоростью 8 мм/год в центральной части Украинского щита [28]. Движения, происходящие в областях антропогеннового оледенения, нельзя считать исключительно изостатическими или компенсационными, как это до последнего времени делали Б. Гутенберг, В. Таннер, А. А. Никонов и др. Советские геологи давно пришли к выводу, что новейшую историю нельзя рассматривать, не учитывая тектонического прошлого данного участка Земли. Каждый структурно-тектонический элемент оказывал влияние на неоген-антропогеновую историю района. Следовательно, приводимую цифру послеледникового поднятия в 650 м только в какой-то мере можно отнести за счет компенсационных, гляциоизостатических движений. В основном это результат направленных тектонических движений, сохранявших свой знак на протяжении длительного отрезка времени. Проведенные нами исследования показали справедливость сказанного и необходимость считать значительно более сложными сводовые поднятия Фенноскандии.

По мнению Б. И. Кошечкина, в период дегляциации в районе Кольского полуострова общая интенсивность гляциоизостатических движений превышала интенсивность собственно тектонических подвижек более чем в два раза. В голоцене соотношение изменилось; роль собственно тектонических движений стала ведущей. В будущем для некоторых районов Кольского полуострова, по мнению Б. И. Кошечкина, следует ожидать изменения знака движений на обратный, что может привести к погружению прибрежных территорий. Таким образом, гляциоизостатическая компонента и параллельно проявляющаяся эластичная компонента движений как-то изменяли общее направление тектонической истории. Они были дополнительными, усложняющими факторами к непрерывно проявляющимся собственно тектоническим движениям. Пока не выявлена и роль планетарных движений, влияющих на морфологию геоида.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КОМПОНЕНТА СОВРЕМЕННЫХ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ И НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

Вертикальные тектонические движения и глубинное строение земной коры. За последние годы во многих странах обобщен материал по комплексным исследованиям перемещений земной поверхности различными инструментальными методами. Выяснено, что перемещения состоят из различных компонент. Помимо гидротермических процессов, колебания поверхностных частей земной коры вызываются также интенсивностью проявления разнообразных экзогенных процессов (денудация, выветривание). На Гармском полигоне, например, скорость эрозионных процессов на целый порядок выше средней скорости поднятий ($v=15$ мм/год, денудация 400 мм/год, по Н. С. Благоволину и др.).

Для многих реперов при повторных нивелировках выявились высотные изменения геодезических знаков на величины, значительно превышающие погрешности наблюдений. Часто эти изменения высотного положения знаков нельзя объяснить чисто поверхностными причинами (процессами выветривания, денудации, эндолитогенными и др.). Поэтому, с учетом необходимых поправок, выявленные изменения высот принято относить за счет собственно тектонических — вековых движений земной коры, которые, в свою очередь, состоят из различных компонент.

Рассматривая тектоническую компоненту современных движений земной поверхности, приходят к выводу, что источником их являются те же эндогенные процессы, которые определили неотектонические и более древние движения, отразившиеся в формировании новейших тектонических структур. Для понимания связи современных движений земной коры с глубинным строением необходимо иметь модель строения литосферы для каждого анализируемого региона, построенную по данным профилей ГСЗ, КМПВ, с учетом физических свойств горных пород, площадных гравиметрических и магнитных съемок, магнитотеллурического зондирования и др. В некоторых районах поля современных вертикальных движений земной коры были сопоставлены с различными геофизическими полями.

Для Западно-Сибирской плиты, Алтае-Саянской складчатой области, юга Сибирской платформы, южной части Байкальской складчатой области обнаруживается, что увеличение скорости движений сопровождается увеличением высот рельефа, уменьшением аномалий силы тяжести, увеличением мощности земной коры. Эта закономерность имеет линейный характер, но существуют и локальные отклонения.

Установлено, что все активизированные горноскладчатые области южного обрамления Сибири характеризуются значительным увеличением мощности земной коры. Выявляется существование крупной зоны возможного разуплотнения вещества верхней мантии, простирающейся из южных районов Памира до Забайкалья. Можно сделать вывод, что прямые соотношения между высотами рельефа земной поверхности и скоростями современных движений и обратные соотношения между последними и значениями аномалий силы тяжести отражают определенные генетические закономерности, связанные с подкоровыми и внутрикоровыми процессами. Именно пониженную плотность верхней мантии принимают за источник интенсивного воздымания горного обрамления Сибири и юга Западно-Европейской платформы как в неотектонический этап, так и в современную эпоху. При этом амплитуды и скорости современных движений унаследуют режим предшествующего тектонического развития: чем сильнее проявления активизации мантии, нашедшие отражение в глубинном строении, геофизических полях, рельефе земной поверхности, тем интенсивнее современные вертикальные движения земной коры. Причину тектонической активизации связывают также с перемещением материала в зоне пониженной вязкости, вызванным конвективной неустойчивостью верхней мантии. В механизме развития основных новейших структур Южной Сибири и других районов, нужно учитывать, как считают Э. Э. Фотиади и другие, не только образование и эволюцию разуплотненной области верхней мантии, но и неоднородность механических свойств литосферы (плотности, прочности, вязкости), о чем свидетельствуют унаследованность древнего структурного плана, напряженное состояние земной коры и др.

Об эндогенной обусловленности современных вертикальных движений земной коры свидетельствует совпадение (по размерам и местоположению) аномальных участков изменения гравитационного и геомагнитного полей со структурно-тектоническим строением, которые установлены для Армении и других районов. При этом в зонах, где преобладает сжатие, наблюдаются положительные значения неприливных вариаций силы тяжести и аномалий векового хода геомагнитного поля с уменьшением скоростей современных вертикальных движений земной коры. Там же, где происходят растяжения деформируемой среды, наблюдаются отрицательные значения вариаций с увеличением скоростей

современных вертикальных движений. Сопоставление современных вертикальных движений с интенсивностью гравитационных аномалий для платформенных областей выявило отсутствие прямой корреляции между ними. Наиболее ярко проявляющимся максимумам поднятий и опусканий территориально соответствуют близкие к нулевым изостатические аномалии, которые не имеют с ними выраженной связи.

Роль изостатического фактора в современной динамике земной коры была выявлена для Карпат. Изучалось соотношение между мощностью земной коры, рельефом дневной поверхности, полем силы тяжести в редукции Буге, изостатическими аномалиями и расчетами по уравнению гидростатического равновесия. Выяснилось, что равновесие отдельных блоков земной коры нарушено не в одинаковой степени. Направленность современных движений на территории Складчатых Карпат и Предкарпатского прогиба совпадает с направлением действия изостатических сил. Таким образом, для равновесного состояния земной коры необходимо дальнейшее поднятие рельефа (по расчетам) до 3 км. Для Складчатых Карпат устойчивое поднятие наблюдается с начала неогена, а для Предкарпатского прогиба — с верхнего миоцена. Здесь отмечается отсутствие очагов землетрясений и наблюдается нормальный тепловой поток. Все указывает на тектоническое спокойствие и поэтому, как отмечает В. Г. Кузнецова, современные вертикальные движения земной коры здесь могут быть обусловлены силами Архимеда.

Другая обстановка на территории Закарпатского прогиба. В его пределах отмечается разнонаправленность изостатических сил компенсации и современных вертикальных движений земной коры. Начиная с голоцена (по Н. Д. Гофштейну, на протяжении 10—15 тыс. лет) и до настоящего времени поверхность Закарпатского прогиба испытывает поднятия. Если же принять во внимание наличие только изостатических сил, то в настоящее время, наоборот, должно было бы наблюдаться опускание земной поверхности. Следовательно, земная кора этой территории все больше отклоняется от равновесного состояния, в ее пределах преобладает тектоническая активизация, обусловленная глубинными процессами, подавляющая изостатические процессы. Это подтверждается сейсмичностью территории, особенностями геотермического режима, аномалиями векового хода магнитных полей. Все указывает на проявление интенсивных коровых процессов.

Геодезические данные по профилю Иркутск—Култук—Улан-Удэ указывают на поднятие, которое начало проявляться с неогена. Современный интенсивный подъем рассматривался в 1978 г. П. П. Колмогоровой как следствие продолжающегося развития Байкальского свода, в пределах которого унаследованное развитие региональных структур элементов обусловило их выраженность в современном рельефе. Для всего района Прибайкалья и Забайкалья отмечается пространственная дифференциация современных движений, связанная с крупными геоструктурными областями: Сибирской платформой, Байкальским сводовым поднятием и Забайкальской складчатой областью. При этом наиболее высокий контраст скоростей современных вертикальных движений (от +10 до +20 мм/год) приурочен к Байкальской рифтовой зоне и ее ближайшему горному обрамлению. Максимальная скорость движений соответствует зонам новейшего и современного (голоценового) вулканизма. Рифтовая впадина имеет наименьшие значения скорости. К юго-востоку от центральной части рифтовой зоны скорости современных вертикальных движений плавно снижаются. Таким образом,

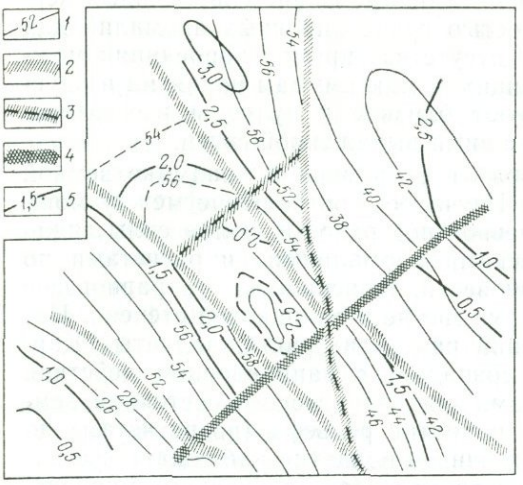
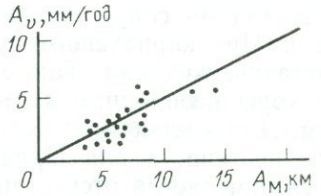


Рис. 76. Схема изоглубин поверхности М и современных вертикальных движений земной коры советских Северных Карпат. По В. Г. Кузнецовой

1 — изолинии глубин до поверхности М (км); *2* — глубинные разломы; *3* — предполагаемые глубинные разломы; *4* — разлом поверхности кристаллического фундамента; *5* — изолинии скорости современных вертикальных движений земной коры (мм/год)

Рис. 77. График зависимости A_v от $A_м$. По А. Т. Донабедову



границы Байкальской рифтовой зоны достаточно хорошо совпадают с границами пониженных сейсмических скоростей поверхности М. Все указывает на интенсивное проявление коровых процессов, по-видимому, подавляющих изостатические процессы. Следовательно, современные вертикальные движения многих устойчивых участков — платформ и подвижных областей — не имеют прямой связи с изостатическим выравниванием земной коры. Наоборот, характерно преобладание движений, как указывает Е. М. Артемьев, направленных против сил изостатического выравнивания.

Для ряда районов выявлена прямая линейная зависимость между скоростью современных вертикальных движений и мощностью земной коры. Для Карпатского региона в пределах СССР (рис. 76) и Чехословакии установлено распределение скорости современных движений в зависимости от глубинного блокового строения земной коры: относительно максимальные поднятия приурочены к областям утолщенной коры, которым соответствуют зоны региональных минимумов силы тяжести. В области Восточнословацкой низменности, по данным И. Квитковича и И. Планчара, где толщина коры достигает 24—28 км, отмечается погружение; в районе Высоких Татр при толщине коры в 40—44 км происходит современное поднятие земной коры.

Блоковая дифференциация современных движений отмечается также в пределах Кубинского архипелага и Антильской островной дуги. При этом Д. А. Лилиенбергом установлена большая дробность движений. Повторными нивелировками фиксируются блоки с поперечниками от нескольких сот метров до 1—3,5—7, 10—15, 20—25, 30—40, 60—70 км. Границы между блоками выявляются высокоградиентными зонами.

Для изученных районов подвижных, платформенных областей (Карпаты, юг европейской части СССР) установлена прямая зависимость амплитуд скоростей современных движений от амплитуд изменения глубины залегания поверхности М при переходе от одного структурного блока к другому. К таким выводам приходят А. Т. Донабедов, В. А. Сидоров, В. Г. Кузнецова, В. А. Магницкий, Ю. Д. Буланже и др.

Уточненный вариант такой связи отражает график, впервые составленный А. Т. Донабедовым (рис. 77). По оси ординат отложены абсолютные значения амплитуд разности скоростей современных движений между блоками (A_v); по оси абсцисс — абсолютные значения разности глубин поверхности М ($A_м$). Указанная закономерность пока еще не получила объяснения.

При анализе этих данных следует иметь в виду, что на рассматриваемом графике имеет место также связь $A_м$ со степенью выраженности современной поверхности рельефа литосферы (геоморфологический фактор), что указывает на глубинные причины вертикальных движений земной коры. Эти причины будут рассмотрены ниже. Тектоническая компонента современных вертикальных движений может быть обусловлена: 1) процессами изостатического уравновешивания земной коры (литосферы); 2) процессами активизации, происходящими в пределах тектоносферы и мантии, и 3) их различными сочетаниями.

Отдельные блоки земной коры, отличающиеся особенностями региональных геофизических полей, разделяются явно выраженными или предполагаемыми зонами разломов разных типов. Поскольку каждому блоку соответствует своя скорость современных движений, необходимо сделать вывод, что эти блоки «живут» и в настоящее время. Действительно, как установлено, в пределах подвижных и устойчивых платформенных областей зонам разломов соответствуют узкие, протяженные высокоградиентные зоны скоростей современных вертикальных движений. Они отражают местоположение и современную относительную активность пограничных зон между блоками земной коры, отличающимися разной мощностью, возрастом слагающих горных пород фундамента и особенностями строения осадочного чехла. Особенно ярко эта активность проявляется у глубинных разломов разного типа. По данным А. Т. Донабедова и В. А. Сидорова, в пределах древней платформы относительно более подвижными являются древнейшие (докембрийские) разломы, которые нередко секут различные геоструктурные элементы. Шовные зоны подвижных областей часто оказываются сейсмотектоническими.

К ним в отдельных случаях приурочиваются вулканогенные образования. При этом многофазность излияний вдоль разлома свидетельствует о неоднократном возобновлении тектонической активности.

Преимущественно с этими зонами как в подвижных, так и в платформенных областях связывается повышенный тепловой поток. Установлено, что к участкам с наибольшими градиентами скоростей современных движений приурочены газодинамические зоны, обнаружены интенсивные гелиевые аномалии. Повышенная гелиеносность связана с межблоковыми зонами (рис. 78), внутри которых имеются участки максимальной неоднородности и направленности. Приурочены они к сопряжениям трещин разной ориентации. Эти проницаемые зоны уходят глубоко в недра, пронизывая не только земную кору, но и нижележащие участки верхней мантии. Выходы гелия связаны с тектоническим и тепловым режимом. Выявлено, что высокие концентрации гелия (часто в азотном газе) приурочены к рифтовым зонам, к разломам на участках длительного поднятия, к разломам, разделяющим мегаблоки, как, например, к Северо-Днестровскому разлому, разделяющему Украинский кристаллический щит и Молдавскую плиту. Таких зон немного и все они связаны с конкретными геотектоническими условиями. Струи гелия, тепловые потоки и т. д. отражают современную «живущую»

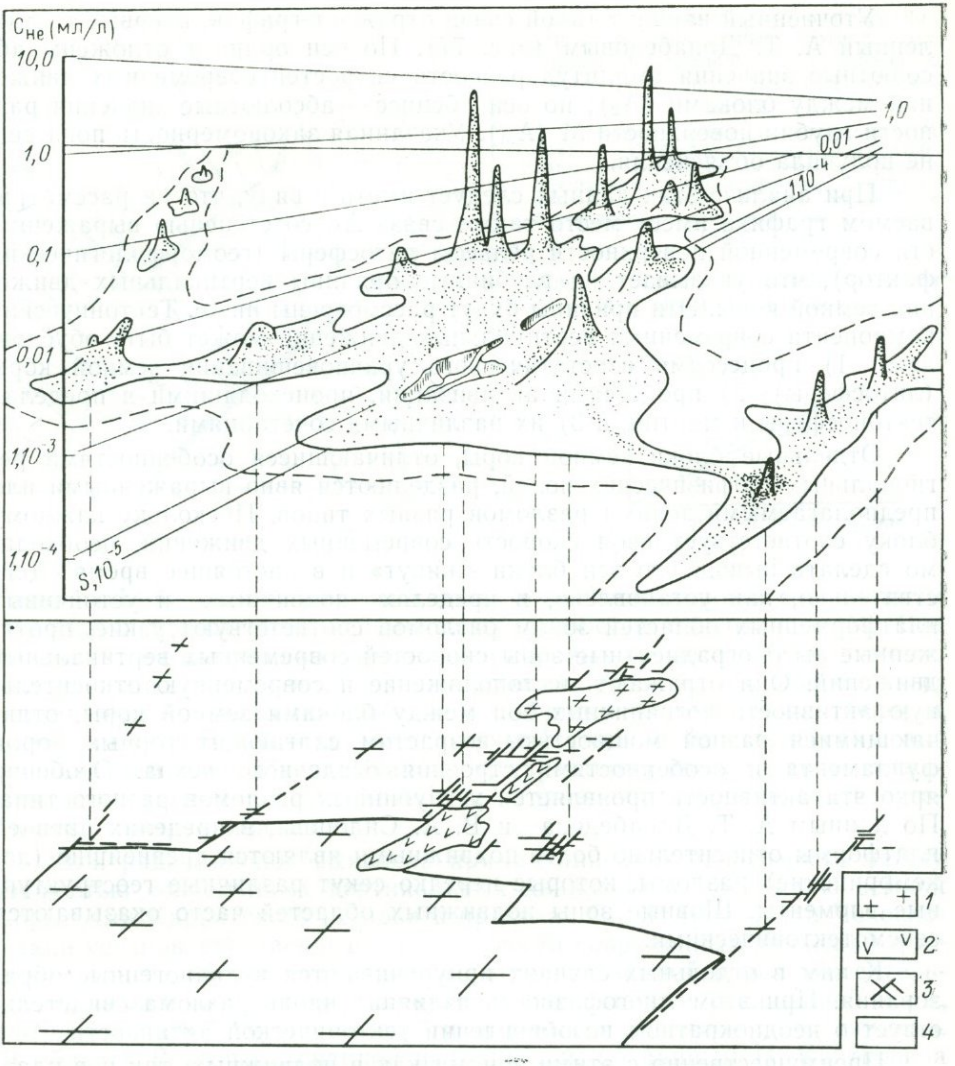


Рис. 78. Объемные концентрации гелия (вверху), приуроченные к межблоковым зонам и геологическая карта (внизу). По А. Н. Еремееву и И. Н. Яницкому

1 — гранитоиды; *2* — интрузии ультраосновного состава; *3* — современные проницаемые трещины и разломы; *4* — вмещающие породы

(«работающую») структуру земной коры. Они же являются индикаторами и современных движений земной коры.

Приведенные в 1982—1985 гг. В. В. Бронгулеевым, А. Ф. Грачевым, Н. В. Калашниковой, В. А. Магницким исследования современных движений в областях различного тектонического режима с установлением их связи с древними движениями и геофизическими полями показало, что в пределах Восточно-Европейской платформы современные движения обнаруживают достаточно хорошую унаследованность новейших движений и связь с глубиной залегания фундамента. В орогенной области Карпатско-Балканского региона выявлена высокая степень корреляции с новейшими движениями земной коры, причем унаследованность четко проявляется как в региональном плане, так и

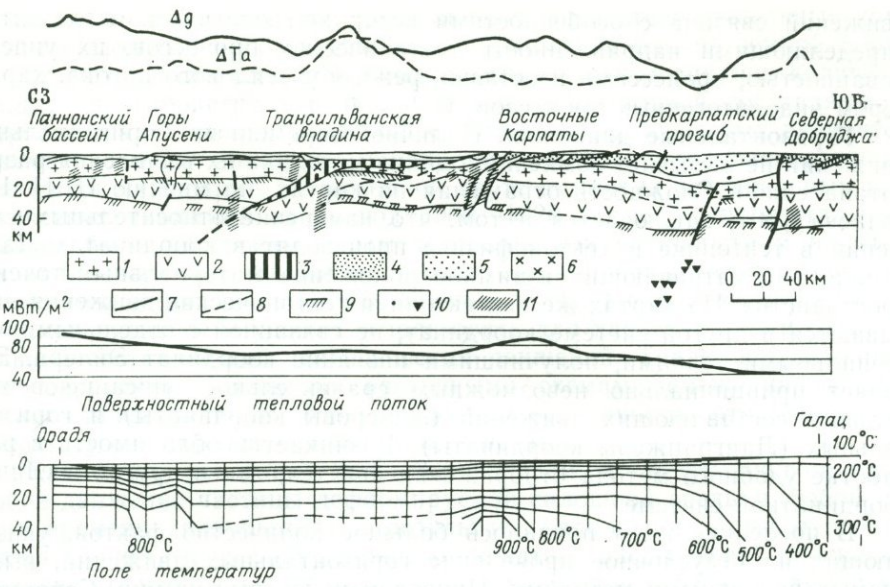


Рис. 79. Тепловой поток в Румынии и его связь с геофизическими характеристиками. По С. Величу и К. Деметреску

Δg— гравитационная и ΔT_a магнитная аномалии; *1, 2* — континентальная кора (*1* — «гранитный» слой, *2* — «базальтовый» слой); *3* — океаническая кора; *4* — флишевая зона; *5* — передовой прогиб; *6* — вулканические породы; *7* — взбросы и надвиги; *8* — сбросы. По данным ГСЗ: *9* — раздел М; *10* — гипоцентры нормальных и промежуточных землетрясений; *11* — зоны разломов. Внизу — профиль теплового потока и температурный разрез

для локальных зон поднятий и опусканий. Устанавливается связь глубины залегания границы М с геофизическими полями (рис. 79). Для платформенной области она проявляется слабо или вообще отсутствует.

Корреляционный и факторный анализы, проведенные для европейской территории СССР А. Т. Зверевым в 1985 г., показали, что связи геолого-геофизических полей при разных размерах площадей исследований нередко сильно отличаются. Это объясняется разным определяющим влиянием различных составляющих. Выявлена прямая зависимость скорости от плотности и геотермического режима мантийно-коровых блоков. Это свидетельствует о том, что современные вертикальные движения в земной коре развиваются под действием геодинамических процессов, сопровождающихся синхронным увеличением или уменьшением плотности, и геотермического режима мантийно-коровых блоков. На меньших площадях эти связи становятся очень слабыми. Вместе с тем увеличивается связь с амплитудами неотектонических движений, рельефом фундамента, мощностью земной коры и кольцевыми структурами.

Все сказанное позволяет считать, что перемещения земной поверхности, выявленные повторным нивелированием, являются собственно тектоническими движениями. В разных геоструктурных областях с различным проявлением эндогенного режима современные движения имеют свои особенности и так же, как неотектонические движения, часто оказываются унаследованными. Однако эта унаследованность более сложна, чем предполагалась первоначально.

Данные о дифференцированности вертикальных перемещений земной поверхности позволяют говорить о том, что она обусловлена гетерогенностью строения земной коры. Степень современной активности

движений связана с особенностями историко-геологического развития, определяющими направленность тектонических процессов, их унаследованностью, процессами изостазии, режимом теплового потока, характером эндолитогенных процессов.

Горизонтальные движения. Наличие современных горизонтальных движений не вызывает сомнений, однако методика их выявления разработана слабо. Сложность отражения на картах, по мнению П. Н. Николаева [50], заключается в том, что измерение относительных смещений в тектонике и тектонофизике производят в координатах Лангранжа, рассматривающих взаимное положение материальных точек в пространстве. На картах же неотектоники тектонические движения описываются в другой системе координат, не связанной с отдельными материальными точками, получившими название координат Эйлера. Это делает принципиально невозможным сравнительное описание вертикальных составляющих движений (Эйлеровы координаты) и горизонтальных (Лангранжевы координаты). Возникает необходимость в разработке удобного метода отображения как тех, так и других в единой координатной системе.

В последние годы появилось большое количество фактов, указывающих на безусловное проявление горизонтальных движений, выявляемых различными методами. Приведем некоторые из них. Современные перемещения по отношению к полюсу по астрономо-геодезическим наблюдениям в обсерваториях Международной службы широты, расположенных на 39° с. ш., составляют от 1 до 8 см/год. Широко известны горизонтальные движения на сейсмических разломах, которые медленно проявляются в промежутках между землетрясениями и характеризуются быстрыми смещениями при сейсмических точках. За интервал времени в 50—200 лет осредненные перемещения по сдвигам составляют 2,2 см/год по разлому Сан-Андреас (Калифорния); 1—2 см/год в Северо-Анатолийском разломе (Турция) и т. д. Наблюдающиеся в течение ряда лет смещения массива хр. Петра I в Таджикистане (как считают по надвигу) происходили со скоростью около 2 см/год.

Расширение дна Атлантического океана по расчетным геофизическим данным (спрединг) составляет 1—2 см/год, а для Тихого океана 2—6 см/год. Перемещение Евразиатской и Американской плит относительно друг друга, трактуемое М. Фессель как расхождение, в пересчете с величины угловой скорости (по астрономическим определениям) на земной сфере дает смещение в 1,8 см/год. По расчетам и данным Е. Проворбио и В. Квесада, расхождение Евразии и Северной Америки (через Атлантику) происходит со скоростью 10 см/год за период 40—70 лет. Для структур разных рангов определения различными методами дают часто очень различные скорости современных горизонтальных движений. Наиболее заслуживающими внимания являются определения, выполненные на сравнительно ограниченных территориях.

Достаточно полные результаты в этом направлении получены японскими исследователями. Для о-ва Кюсю, например, выявлена тесная связь между горизонтальными сдвигами и современными вертикальными движениями. В местах максимальных поднятий горизонтальные сдвиги сравнительно малы, а в местах их ослабления они возрастают (рис. 80). Происходит как бы расползание огромной поднимающейся глыбы земной коры. Другие участки земной коры опускаются и сжимаются. На этом примере делают правильный вывод, что разделение перемещений земной коры на вертикальные и горизонтальные — услов-

но. В действительности они представляют собой лишь отдельные компоненты сложных пространственных деформаций блоков земной коры.

По разработанной П. Н. Николаевым методике анализа количественных характеристик вертикальной и горизонтальной составляющих скорости тектонических движений с применением некоторых элементов математического аппарата теории поля были проанализированы на о-ве Сикоку (Япония). По исходной карте амплитуд вертикальных тектонических движений за период 1900—1928 гг. по инструментальным данным были построены карты тектонической активности и на этом основании выявлено блоковое строение земной коры, которое совпало с геологическими данными. По мнению П. Н. Николаева, поле тектонической активности удобно использовать для характеристики горизонтальной составляющей тектонических движений. Традиционное описание современных движений векторными схемами смещений не дает полного представления об очень важных особенностях этих движений, поскольку они отражают суммарный эффект.

Как было показано Я. Б. Зельдовичем, А. М. Мышкисом и др., любое движение частицы деформируемой сплошной среды в любой момент времени получается в результате наложения поступательного, вращательного и деформационного (сжатие, расширение) движения. Наличие горизонтального взаимодействия соседних блоков земной коры, испытывающих вертикальные перемещения, должно сказываться в проявлении элементов вращения (ротации), т. е. в горизонтальных перемещениях, завихренности в векторном поле скоростей современных движений или тектонической активности. Величина ротора пропорциональна угловой скорости вращения частиц деформируемой среды и по закону независимости составляющих движения может служить количественной характеристикой горизонтального взаимодействия соседних участков коры. Векторные линии ротора перпендикулярны векторам тектонической активности; в плане они очертят зоны горизонтального взаимодействия в земной коре. Предложенная П. Н. Николаевым методика позволяет выделить отдельные блоки земной коры, в пределах которых наблюдается потенциальное поле тектонической активности. На рис. 81 можно видеть глыбовое, мозаичное строение, с разным характером деформации в горизонтальном направлении. Зоны наиболее крупных разрывных нарушений представлены узкими, вытянутыми блоками, испытывающими растяжение в плане.

Относительно много данных имеется о современных горизонтальных перемещениях по сдвигам и надвигам. Однако инструментальными методами изучено сравнительно небольшое количество объектов. Надежные данные получены по зоне разломов Сан-Андреас (Калифорния), прослеживающейся почти на 1000 км. Разлом Сан-Андреас шириной от нескольких метров до 10 км, располагаясь в пределах складчато-глыбовой системы Кордильер, является одним из самых крупных, наиболее изученных сейсмогенных разломов на суше. Изучение современных движений по разлому продолжается в течение многих десятилетий. Выявлено, что горизонтальные смещения происходят скачкообразно в результате землетрясений и проявляются в виде крипа в промежутках между землетрясениями.

Установлено систематическое правостороннее горизонтальное смещение со скоростью до 1—3 см/год по отдельным разрывам и 3—6 см/год по всей системе разломов Сан-Андреас. Оказалось, что эти сдвиговые перемещения происходят неравномерно во времени и вдоль простирания разломов. Так, например, севернее Поперечных хребтов

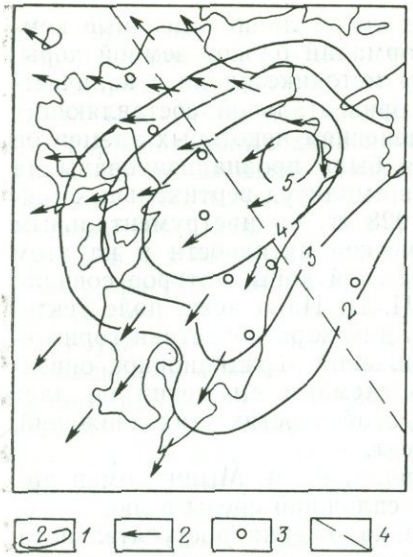
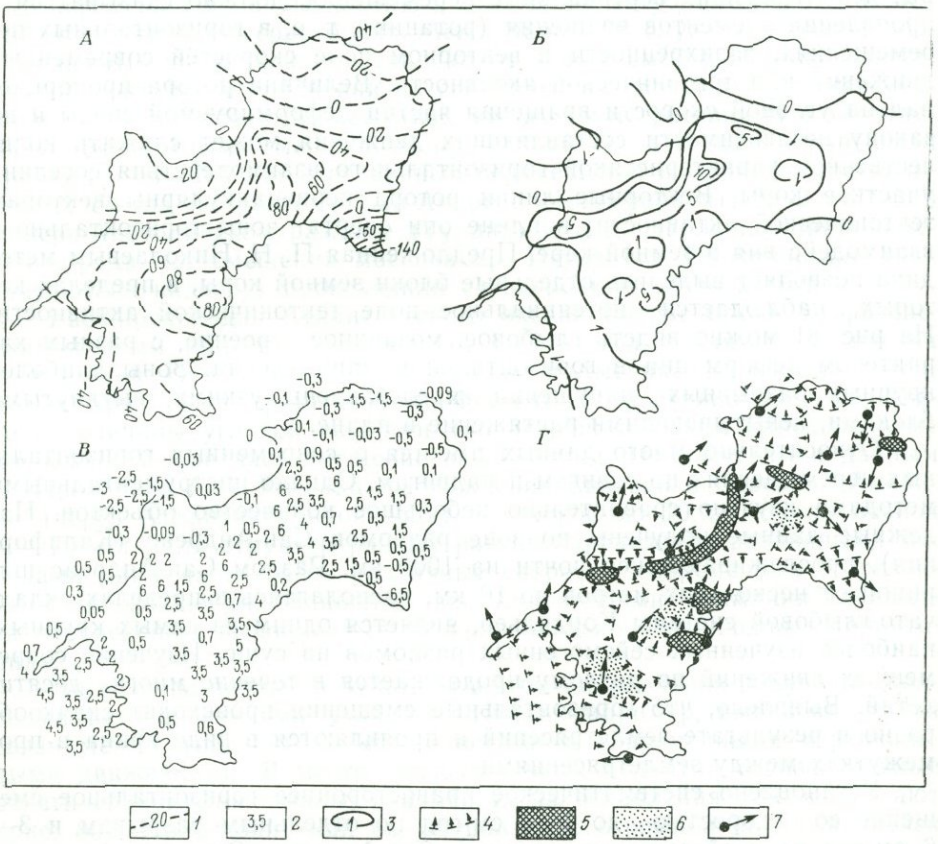


Рис. 80. Соотношение вертикальных и горизонтальных движений земной коры на о-ве Кюсю. По Ю. А. Мещерякову

1 — изолинии скорости вертикальных движений (мм/год); *2* — векторы скорости горизонтальных движений (масштаб: вектор соответствует скорости 5 см/год); *3* — эпицентры землетрясений; *4* — ось новейшего поднятия по геоморфологическим данным

Рис. 81. Анализ тектонических движений на о-ве Сикоку (Япония). По П. Н. Николаеву

а — изолинии амплитуд вертикальных тектонических движений (мм/год) за период 1900—1928 гг. по инструментальным данным (по С. Миамура и др.); *б* — значения тектонической активности (м/км²·млн. лет); *в* — изоактивы; *г* — границы блоков и направление горизонтального взаимодействия между ними; *д* — блоки, испытывающие растяжение; *е* — блоки, испытывающие сжатие; *ж* — направление горизонтальных перемещений по инструментальным данным за 60 лет. *А* — карта амплитуд вертикальных тектонических движений; *Б* — карта тектонической активности; *В* — числовые значения активности; *Г* — карта некоторых векторных линий ротора поля тектонической активности, показывающие зоны горизонтального взаимодействия; стрелки — направления этого взаимодействия



в последние годы отмечается периодическое возобновление перемещений на двух отрезках разлома протяженностью в 80 и 50 км. Между ними, на 64-километровом участке движения происходят непрерывно и с постоянной скоростью. В самих Поперечных хребтах перемещения не фиксируются вообще. Ширина собственно зоны скольжения (крипа) по разрыву в большинстве случаев меньше 5 м, изредка достигает 80 м; ширина крупной тектонически активной зоны, где накапливаются напряжения и деформации, составляет 2—15 км. Средняя суммарная скорость горизонтального перемещения складывается из крипа и быстрых сейсмических подвижек. Установлено, что крип происходит неравномерно (в течение нескольких суток за период в несколько месяцев). Количество горизонтальных перемещений увеличивается во время местных слабых землетрясений. Таким образом, скорость, величина и в ряде случаев направление крипа подвергаются изменениям. Внешне крип сказывается в разрывах асфальтовых покрытий дорог, смещении заборов, тротуаров, газопроводов. При среднегодовой величине крипа 1—1,5 мм в отдельные дни на этом же участке на протяжении нескольких километров он может достигать 4—9 мм.

По данным повторных триангуляций, дальномерных измерений в зоне разломов происходит систематическое правостороннее сдвигание со средней скоростью по отдельным разломам 1—4 см/год, а по всей зоне Сан-Андреас — до 5—8 см/год (с учетом смещений при землетрясениях). Расчеты перемещений по геодезическим данным за 1907—1971 гг. составляют $3{,}2 \pm 0{,}5$ см/год. Предварительные результаты лазерных измерений со спутников для всей зоны на расстоянии 900 км в 1978 г. показали правостороннее сдвигание 9,4 см/год.

Другие крупные зоны разломов (Новая Зеландия, Аляска, Суматра, Центральная и Малая Азия и др.) не имеют таких детальных инструментальных данных за длительные сроки. Определение скорости горизонтальных движений по ним обычно основывается на применении *расчетных данных с использованием геологических и геоморфологических* данных. Можно сделать вывод, что современные горизонтальные движения изучались главным образом в сейсмоопасных районах, имеющих своеобразный режим тектонических движений. Данных по малоподвижным участкам значительно меньше.

В течение длительного времени ведутся наблюдения вдоль Криворожского разлома. Современный сдвиг совпадает по направлению с докембрийским. Пункты триангуляционной сети первого и второго классов в этом районе Криворожского железорудного бассейна испытывают *горизонтальные смещения, величина которых за 20-летний период* превышает вероятные ошибки их определений. Выявляется правосторонний сдвиг, происходящий в режиме сжатия. Триангуляционные пункты в настоящее время смещаются вдоль простирания докембрийской структуры. Основному Криворожско-Кременчугскому разлому сопутствуют кулисообразно расположенные вторичные структуры с характерным поведением векторов смещения, как считают А. Г. Бондарук, К. Ф. Тяпкин и др. Определение горизонтальных перемещений по надвигу проводится на Донбасском геодинамическом полигоне. За период 1949—1973 гг. выявлено перемещение со скоростью 1—2 см/год (по В. С. Вереда и др.).

Малый полигон Гармского геодинамического полигона представляет небольшую геодезическую сеть, приуроченную к зоне контакта Тянь-Шаня с Памиром. Здесь выявлено субмеридиональное надвигание разломной зоны (подножие хр. Петра I) на Гиссарский блок по поверх-

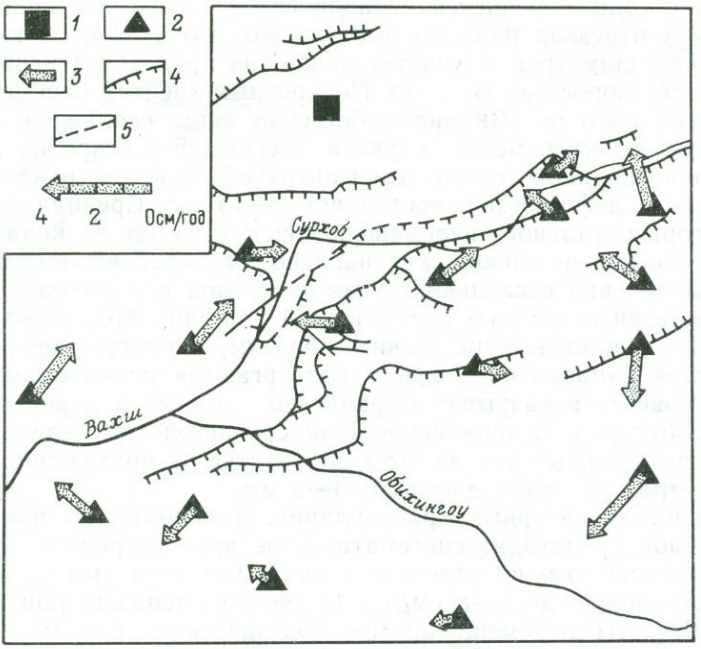


Рис. 82. Схема векторов скоростей горизонтальных движений на Гармском геодинамическом полигоне. По Т. В. Гусевой, А. К. Певневу и В. И. Шевченко

1 — исходный геодезический пункт; *2* — геодезические пункты; *3* — векторы скоростей горизонтальных смещений; *4* — надвиги, установленные и предполагаемые; *5* — крутые разрывы

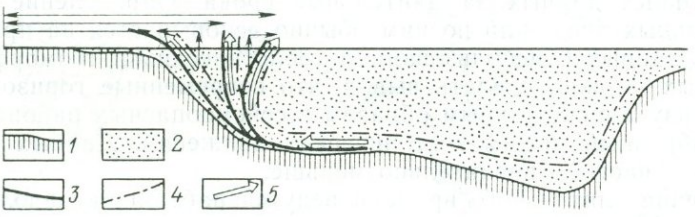


Рис. 83. Расположение чешуйчатых надвигов и перемещений по ним на северном крыле Таджикской депрессии. По В. И. Шевченко и др.

1 — доверхнеюрское основание; *2* — верхнеюрско-кайнозойские отложения Таджикской депрессии; *3* — плоскости надвигов; *4* — условный маркирующий горизонт; *5* — направления перемещений по чешуйчатым надвигам. Тонкие стрелки — соотношение вертикальных и горизонтальных перемещений

ности, наклоненной к горизонту примерно на 40°, со скоростью 20—25 мм/год (рис. 82). Комментируя в 1980 г. эти данные, А. К. Певнев, Н. Н. Одинев, Т. В. Гусева и др. отмечают, что принимать данное смещение за доказательство сближения Памира и Тянь-Шаня нельзя, так как сокращение расстояний между пунктами, расположенными в подножиях хребтов или на их склонах, могут быть следствием гравитационного раздавливания горных массивов, а также и более эффективного процесса — гравитационного сползания склонов. На большой деформационной сети Гармского полигона пока проведено еще немного наблюдений. Выявлен блок земной коры, который относительно прилегающих к нему участков смещается на несколько сантиметров в год вдоль

Гиссаро-Кокшанского разлома, т. е. вкрест действия предполагаемых сжимающих субгоризонтальных напряжений.

Последующий анализ всех данных привел Т. В. Гусеву, А. К. Певнева, В. И. Шевченко к выводу в сомнительности ранее данного объяснения сближения северных поднятий хр. Петра I с Южным Тянь-Шанем гравитационным сползанием или «разваливанием» хр. Петра I. Тектонические дислокации хр. Петра I предлагается рассматривать как результат смещения меловых — кайнозойских пород Таджикской депрессии по отношению к доверхнеюрскому основанию в направлении с юга на север. Поэтому неизбежен вывод: тектоническая структура рассматриваемой территории, ее современные движения и сейсмичность (подавляющее количество землетрясений приурочено к верхним 10 км земной коры) — следствие субгоризонтального сжатия приблизительно в север-северо-западном направлении вкрест простирания геологических структур (рис. 83). Вряд ли можно объяснить современные движения за счет сближения Евразиатской и Индийской литосферных плит, так как процесс чешуйчато-надвигового перемещения пластин слоистых пород, приводящий к формированию наблюдаемой тектонической структуры, к возникновению землетрясений и вызывающий современные движения, дифференцирован по вертикали, проявляется по-разному на разных уровнях земной коры и локализуется преимущественно в ее верхней части. Здесь происходит самостоятельное, автономное по отношению к более глубоким частям земной коры тектоническое развитие. Ранее делавшееся предположение о перемещении Индийской литосферной плиты требует дополнительных фактов.

Имеющиеся данные позволяют считать, что роль горизонтальных движений в современной и новейшей динамике земной коры весьма значительна. Однако взгляд на современные горизонтальные перемещения как на преобладающую форму тектонических движений, высказываемый сторонниками тектоники литосферных плит, пока основывается на теоретических представлениях, а подкрепляющие эти соображения факты допускают разное толкование.

Планетарные тектонические движения в современных перемещениях земной поверхности. При проведении многократных нивелировок и уровнемерных наблюдений устанавливаются короткопериодические вертикальные движения с периодами приблизительно в 37 лет, 8—9, 5—6 лет и близкими к одному году. В отношении некоторых из этих пульсаций тектонических движений были высказаны соображения об их связи с надранговыми тектоническими движениями. На ряде геодинамических полигонов установлена годичная компонента вертикальных движений земной коры с амплитудой: до 12 мм на Криворожском полигоне, 18 мм на полигоне Лишов (ЧССР), 30 мм — на Донбасском. Анализ этих и других данных позволил установить подвижные репера, в колебаниях которых четко видна годичная компонента с близкими фазами и амплитудами движений (рис. 84). Отмечается особенность этих компонент — наличие участков (подвижных зон), в которых амплитуды колебаний достигают величин, на порядок превышающих средние значения годичных отклонений, вычисленных по результатам повторных нивелировок. Как указывает К. Ф. Тяпкин, и на других участках, возможно, имеют место современные вертикальные движения, но их амплитуды настолько малы, что четко не фиксируются. Результаты наклономерных наблюдений показывают, что в смещениях, определяемых с помощью повторных нивелировок, должны присутствовать и более высокочастотные компоненты (суточные, полусуточные).

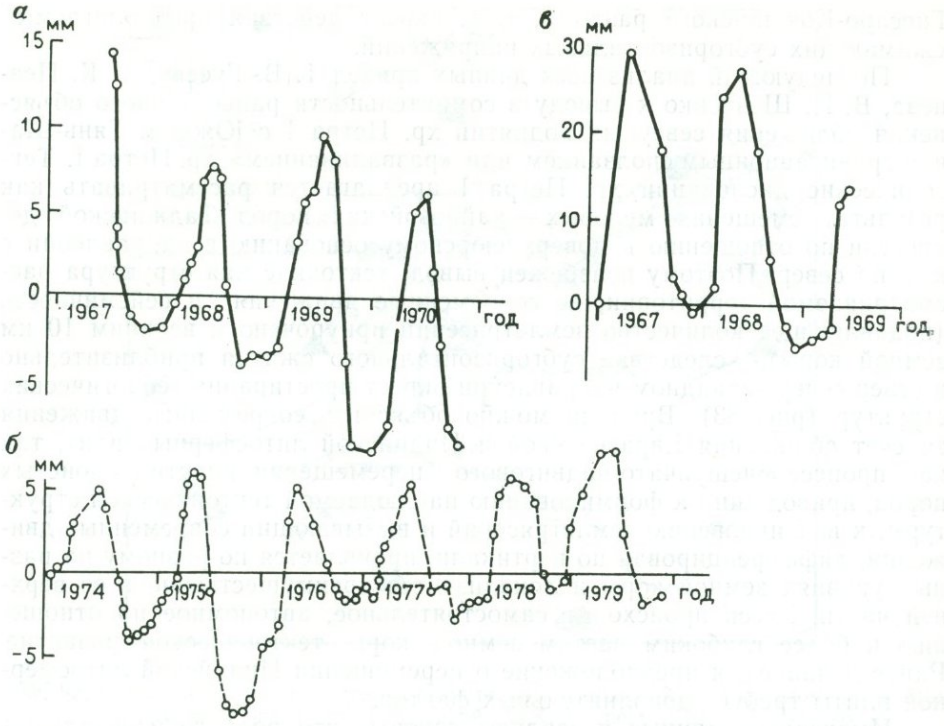


Рис. 84. Графики изменения во времени превышений подвижных реперов относительно опорных на геодинамических полигонах. По А. Г. Бондаруку и К. Ф. Тяпкину

Полигоны: *а* — Лишов (ЧССР), *б* — Криворожский, *в* — Донбасский

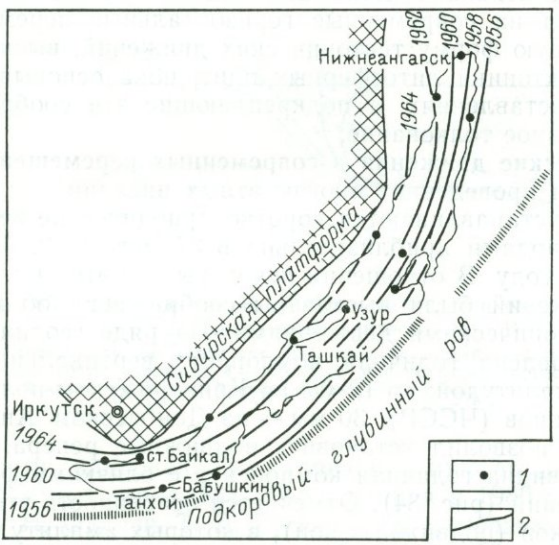


Рис. 85. Схема прохождения через Байкал волны опускания берегов в 1956—1964 гг. По В. В. Ламакину

1 — водомерный пост; *2* — изохроны прохождения волн

Подробно проанализировавшие это явление К. Ф. Тяпкин и А. Г. Бондарук пришли к выводу, что колебания реперов с периодом, близким к 1 году, носят глобальный характер и что периодические колебания блоков земной коры являются результатом приспособления геоида к непрерывно меняющемуся ротационному режиму Земли. Таким образом, проявление годичных компонент вертикальных переме-

щений реперов, расположенных в двух взаимно перпендикулярных направлениях относительно опорного, К. Ф. Тяпкин объясняет только влиянием «круговых» траекторий движения полюса с соответствующими периодами. Отличия в закономерностях колебаний репера в меридиональной плоскости по сравнению с колебаниями в перпендикулярном направлении связаны с дополнительным влиянием на него годичной компоненты изменения угловой скорости вращения Земли. При этом не исключено влияние сезонных температур, которые, однако, не могут быть определяющими.

Нам кажется правильным эти колебания рассматривать как отражение надранговых тектонических движений. При оценках же результатов повторных измерений современных движений нужно учитывать моменты времени, соответствующие одинаковым фазам годичной компоненты.

В других районах для ряда участков на фоне систематических опусканий, например для Усть-Селенгинской впадины (Байкальский рифт), также выявляются короткопериодические вертикальные движения с иным периодом. Изучавший это явление В. В. Ламакин выделил для района Байкала микропульсации — слабые колебания земной коры, которые меняют знак через несколько лет. По данным наблюдений за уровнем оз. Байкал и некоторых геодезических нивелировок выявилось, что колебания берегов Байкала отличаются довольно четкой периодичностью и волновым распространением в северо-западном направлении (рис. 85). Продолжительность микропульсаций равна 8—9 годам. Высота волн обычно достигает 4—6 см, но в некоторые годы может превосходить 10 см. Длина волн составляет 50—80 км. Скорость движения волн на юго-восточной стороне Байкала меньше (4—7 км/год), чем на северо-западной (8—10 км/год), что ставится В. В. Ламакиным в зависимость от мощности земной коры, где в первом случае она значительно больше. С уменьшением мощности коры движения волн убыстряются. Наблюдаются годы пониженной и повышенной подвижности земной коры с периодичностью в 9—10 лет. Увеличение амплитуды движений байкальских берегов приурочено к годам совпадения новолуний и полнолуний с положением Луны в перигее, когда увеличивается приливообразующая сила. Таким образом, современные движения Байкальской впадины связываются с лунно-солнечными приливами в твердом теле Земли, определяющими вертикальные и горизонтальные приливные напряжения. Несмотря на малую величину, постоянное действие этих сил непрестанно «расшатывает» земную кору, особенно в местах с неоднородным геологическим строением, и может явиться «спусковым крючком» в проявлении землетрясений (рис. 86).

В. Г. Колмогоров и другие отрицательно относятся к выводам В. В. Ламакина о микропульсациях. Изучение влияний короткопериодических колебаний земной коры нам представляется важной задачей. В этом плане изложенные построения в методическом отношении представляют интерес. Итак, в показаниях повторных нивелировок и наблюдениях по футштокам без сомнения выявляется компонента и планетарных движений, выраженная или в явной, или в замаскированной форме.

Гидрогеодеформационное поле Земли. По работам И. Г. Киссина, Ф. И. Монахова и других давно известно, что уровень воды, температура, химический и газовый состав воды в скважинах чутко реагируют на изменения напряжений в земной коре, в частности, вызывающие землетрясения. В результате длительных наблюдений над поведением

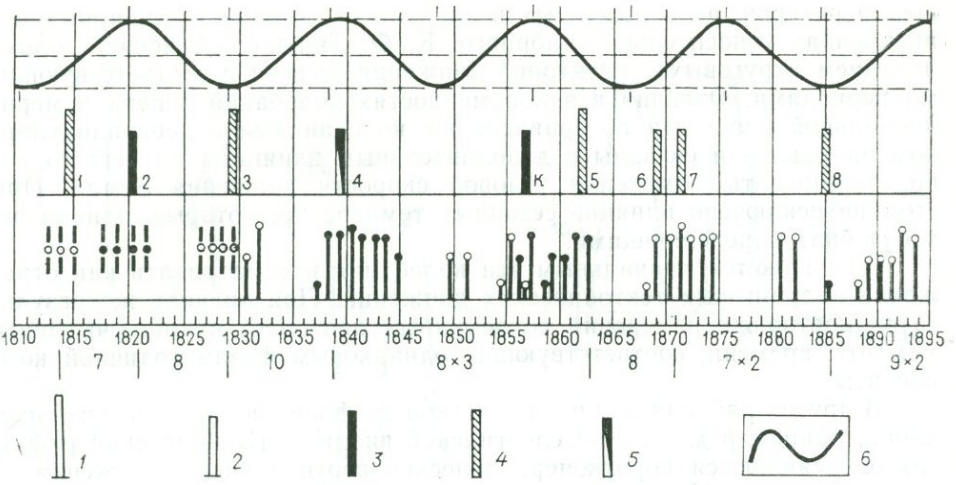


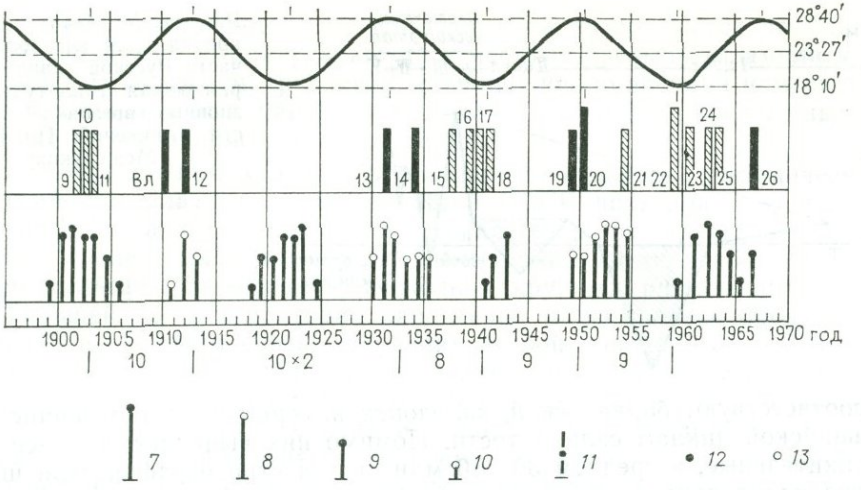
Рис. 86. Соотношение во времени байкальских землетрясений и

1—5 — землетрясения: *1* — I—II групп $M=6^1/_2-7^1/_2$ и более (8—10 баллов); *2* — III группы $M=5-6^1/_2$ сбросу и на платформе; *4* — эпицентры в осевой полосе и на юго-восточной стороне Байкальской *11* — сближения моментов Луны в перигеях с сизигиями: *7* — 0,0—0,5 ч (±30 мин); *8* — 0,5—1,5 ч полнолуния. Байкальские землетрясения в соседней полосе платформы (1—24): Киренское — К; го

уровня подземных вод в скважинах на обширных территориях СССР было обнаружено, что всего за несколько суток гидросфера из спокойного состояния переходит в «возбужденное», а затем на этом участке уровень воды в скважинах нормализуется и «возбуждение» переходит в смежные районы, и через некоторое время снова возвращается. Такой ритм в поведении гидросферы охватывает многие тысячи квадратных километров. Это явление Г. С. Вартанян и Г. В. Куликов считают отражением процессов, происходящих в недрах Земли. Там, где земная кора испытывает сжимающие усилия, горные породы имеют тенденцию к сокращению, хотя и на очень небольшие величины. В скважинах фиксируется относительный подъем уровня воды. При расширении зеркало воды в скважинах испытывает обратное направление движения. Это явление имеет характер непрерывной пульсации и проявляется повсеместно.

Было введено новое понятие «гидрогеодеформационное поле» (ГГД поле) Земли. Оно охватывает всю сушу, имеет мерцательный — «муаровый» характер. В короткие промежутки времени наблюдается непрерывная смена напряжений в земной коре, деформации растяжения сменяются сжатием. Они то появляются, то исчезают, разбивая ГГД поле на элементарные ячейки, охватывающие значительные пространства и периодически меняющие знак напряжений. Разрастание и ослабление напряжений может происходить с огромной скоростью (300—400 км/сутки). С этим явлением связываются «мерцающие» кольцевые структуры, выявляемые космическими снимками и аэрометодами посредством дистанционного анализа. Эти структуры на какое-то время могут исчезнуть, а потом снова четко выявиться. Чередование напряжений противоположной направленности, очевидно, способно сохранять или «стирать» кольцевую структуру, меняя фототон изображения, зависящий в частности от положения уровня подземных вод.

Итак, в земной коре имеются слабые деформации, пульсации глобального характера приводящие к смене знака напряженного состояния



периодических неравенств приливообразующих сил. По В. В. Ламакину

(6—8 баллов); *3* — эпицентры на северо-западной стороне Байкальской впадины по Обручевскому впадины; *5* — эпицентр точно не установлен; *6* — колебания склонения Луны в кульминациях; *7* — (±30 мин); *9* — 1,5—2,5 ч (±30 мин); *10* — около 3 ч; *11* — несколько часов; *12* — новолуния; *13* — Верхнеленское — Вл. Под линейкой лет показана продолжительность периодов землетрясений в дах

массивов горных пород и отдельных геоструктурных зон, которые фиксируются режимными наблюдениями над подземными водами, выявляются частыми повторными нивелировками и наблюдениями над футштоками. В этом случае можно говорить о проявлении надранговых тектонических движений, охватывающих всю литосферу Земли.

Анализируя современные вертикальные движения и напряженное состояние массивов горных пород, можно получить информацию о разных типах перемещений: ранговых, сквозьранговых и надранговых и тем самым пролить свет на сложный вопрос о их природе. Для этого необходимы привлечение разнообразной информации и комплексный ее анализ. Современные тектонические движения наследуют черты более древнего структурного плана, отдельные элементы которого начинают активизироваться часто после длительного этапа стабильности. Однако активизируется не вся регматическая сеть деформаций, ограничивающих блоки, а только некоторая их часть

ПРИРОДА ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Ритмичность и спектры тектонических движений. Анализ новейших и современных тектонических движений по данным разных методов исследований позволил выявить ритмичность их проявления (рис. 87). Эта особенность была известна и геологам и географам со второй половины прошлого столетия (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, А. П. Карпинский, Ч. Ляйель, Э. Реклю и др.). С ритмичностью движений связывалась цикличность осадконакопления, тектогенеза, рельефообразования, трансгрессии и регрессии. Наиболее крупными ритмами (циклами) являются периоды длительностью в 650 млн. лет, соответствующие неохрону (А. Н. Мазарович, Н. С. Шатский, В. Е. Хаин) или неогею (Г. Штилле).

Геологическими методами устанавливаются крупные ритмы тектонических движений, которые оцениваются примерно в 150—200 млн. лет

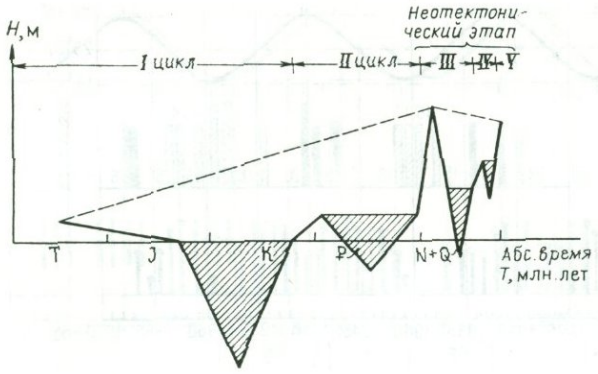


Рис. 87. Морфоциклическая кривая для юго-восточной части Русской равнины, отражающая амплитуды эрозионных врезов и мощности отложений. По Ю. А. Мещерякову

и соответствуют байкальской, каледонской, герцинской, киммерийской и альпийской циклам складчатости. Помимо них выделяются менее продолжительные, в среднем 30—40 млн. лет, в стратиграфической шкале отвечающие понятию геологической системы. Наблюдаются ритмы менее продолжительные, укладывающиеся в границы ярусов, горизонтов и зон и соответствующие по времени 4—6, 0,8—1 млн. лет и менее, устанавливаемые по циклическому (ритмическому) строению осадочных толщ и ряду геологических и геоморфологических признаков, Н. Б. Вассоевичем и другими делались попытки определить ритмичность продолжительностью в 500—1000 лет.

Все ритмы движений накладываются один на другой, интегрируют во времени и в пространстве и в целом создают очень сложную картину спектра движений. Графически они строятся по-разному. Морфоциклическая кривая на рис. 88 отражает периоды выравнивания рельефа и его расчленение и наглядно показывает ритмический характер тектонических движений Восточно-Европейской платформы в мезозое—кайнозое. Выявляется усиление амплитуды поднятий в неотектонический этап и постепенное нарастание этих движений, суммарная амплитуда которых за этот период составила 400 м. Аналогичные кривые составлены и для других геоструктурных областей (см. рис. 88). Трудность заключается в сложности движений, которые испытывает каждая точка земной поверхности, в наложении одновременно действующих движений разных амплитуд, периодов и знака, проявляющихся с разной продолжительностью и создающих разный эффект, отражающийся в геологических разрезах, тектонических деформациях и их выражении в рельефе земной поверхности.

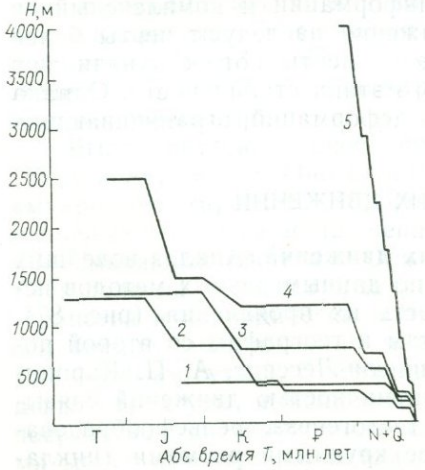


Рис. 88. Морфоциклические кривые
1 — Восточно-Европейская; *2* — Сибирская; *3* — Южно-Африканская; *4* — области рифтогенеза Восточной Африки; *5* — эпигеосинклинальной области Кавказа

Ритмичность неотектонических движений проявляется в различных геоструктурных областях, происходит их наложение, интерференция, в результате чего они или усиливаются, или ослабевают. Более мелкие циклы неотектонического этапа имеют про-

должительность порядка 5—10 млн. лет и характеризуются высокими темпами поднятий, амплитуды которых местами превышают амплитуды опусканий. В целом при сравнении макроциклов во времени намечается очевидная тенденция к нарастанию поднятий, которая прослеживается в течение всего альпийского этапа развития.

Более подробная картина ритмичного проявления тектонических движений для платформенных областей СССР показана на рис. 89 [41 и др.]. Была обнаружена генетическая связь неотектонических движений с процессами денудации, седиментации, формированием и развитием рельефа. Выделяются несколько крупных ритмов движений. Для большей части территории характерно максимальное проявление поднятий, в основном соответствующих второй половине олигоцена и миоцена. Эти движения дифференцировались по новейшим структурным элементам, имевшим различные тенденции развития. В следующий этап, соответствующий в основном плиоцену, преобладала тенденция к отрицательным движениям, что сопровождалось гидрократическим перемещением береговой линии. Движения осложнялись ритмами более высоких порядков с меньшей амплитудой и периодами. После этого снова стали преобладать поднятия, отвечающие в основном плейстоцену. Их проявление еще не компенсировало суммарных опусканий предыдущего этапа. Эта фаза распадается на ряд более мелких ритмов с более короткими периодами и меньшими амплитудами тектонических движений, отразившихся в чередовании этапов эрозии и аккумуляции в речных долинах. С поднятиями в основном связана и регрессия северных морей, происходящих неодинаково и неравномерно в районах разных новейших структурных форм с разной геологической историей.

На движения земной коры, дифференцировавшиеся по структурным элементам, накладывались эвстатические колебания Мирового океана, что создавало сложную картину для расшифровки. Различие в географическом распределении комплекса указанных выше факторов, связанных также с разно проявляющимися геофизическими процессами, привело к обособлению двух геоморфологических типов равнинных областей материковых платформ — низких и высоких. Крупные ритмы движений наблюдаются более или менее одновременно на больших территориях. Они приводили к крупнейшим изменениям физико-географической обстановки, облика рельефа страны и т. п., которые сказывались на всех элементах географического ландшафта; мелкие ритмы детализировали крупные черты в развитии рельефа, проявляясь по-разному в разных неотектонических структурах.

Примером могут служить ритмичные движения в голоцене Скандинавии и Приморья на Дальнем Востоке. Крупные ритмы могут быть связаны с планетарными движениями, мелкие — с подкоровыми и коровыми; однако и те, и другие могут иметь глобальный характер. Некоторые ритмы движений, фиксирующиеся в формировании основных поверхностей выравнивания и террасовых уровней, оказываются общими для разных континентов и отражают общепланетарные закономерности их проявления.

Для изучения вековых движений И. В. Калашниковой, В. А. Магницким и др. применялся спектральный анализ. Путем гармонического анализа устанавливались закономерности в периодичности распространения вековых движений. Исследования проводились как в платформенных, так и высокоподвижных областях, что позволило в конечном итоге выявить некоторую степень их упорядоченности. В подвижных

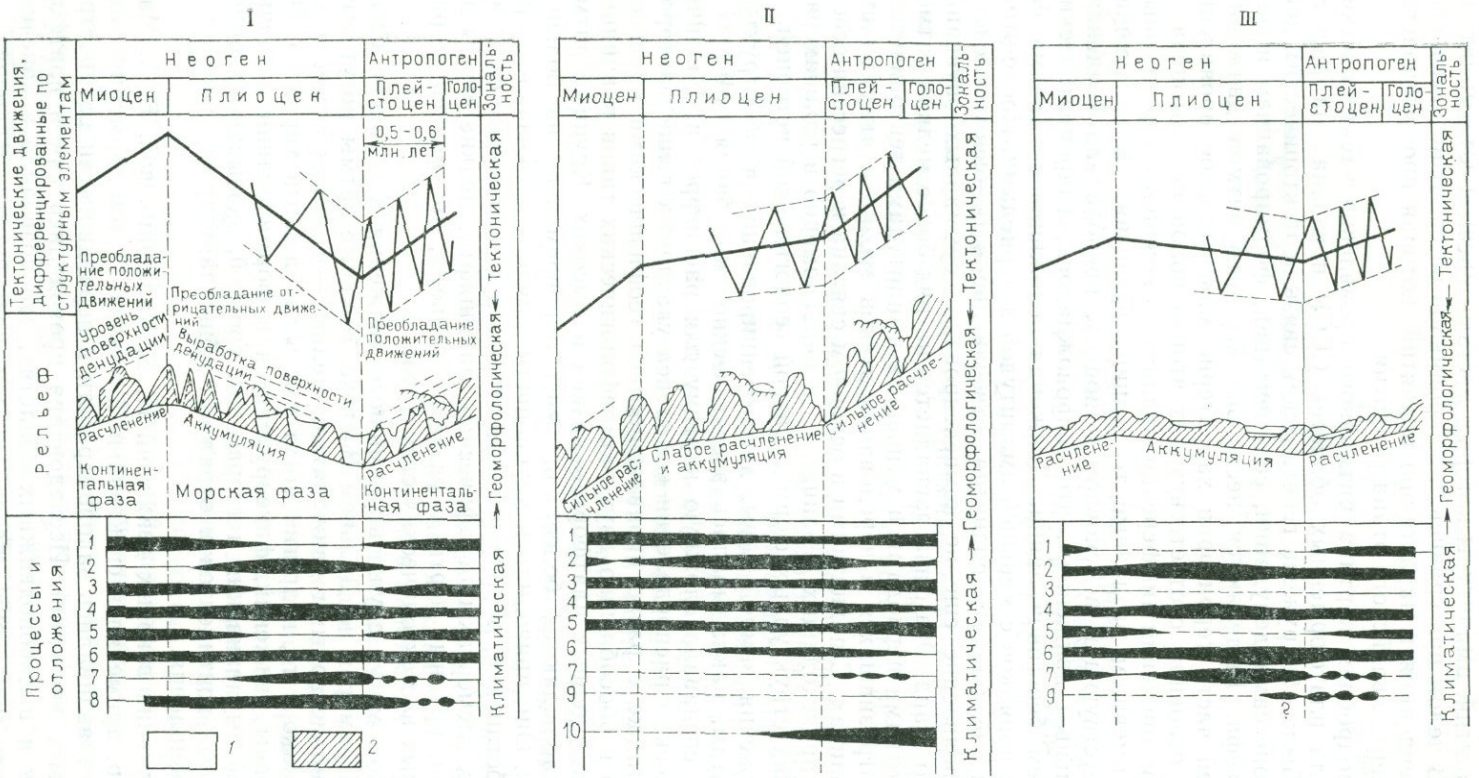


Рис. 89. *Зависимость развития рельефа от проявлений тектонических движений и рельефообразующих процессов:*

I — для Восточно-Европейской платформы; II — для Сибирской платформы; III — для Западно-Сибирской плиты. *1 — элювий обломочный; 2 — элювий химический;* 3 — гравитационные отложения; 4 — аллювиальные отложения; 5 — отложения конусов выноса; 6 — делювиальные отложения; 7 — морские ингрессионные отложения; 8 — вулканогенные отложения; 9 — ледниковые отложения; 10 — солифлюкционные отложения: *1* — аккумулятивные отложения новейшего этапа; *2* — коренные породы

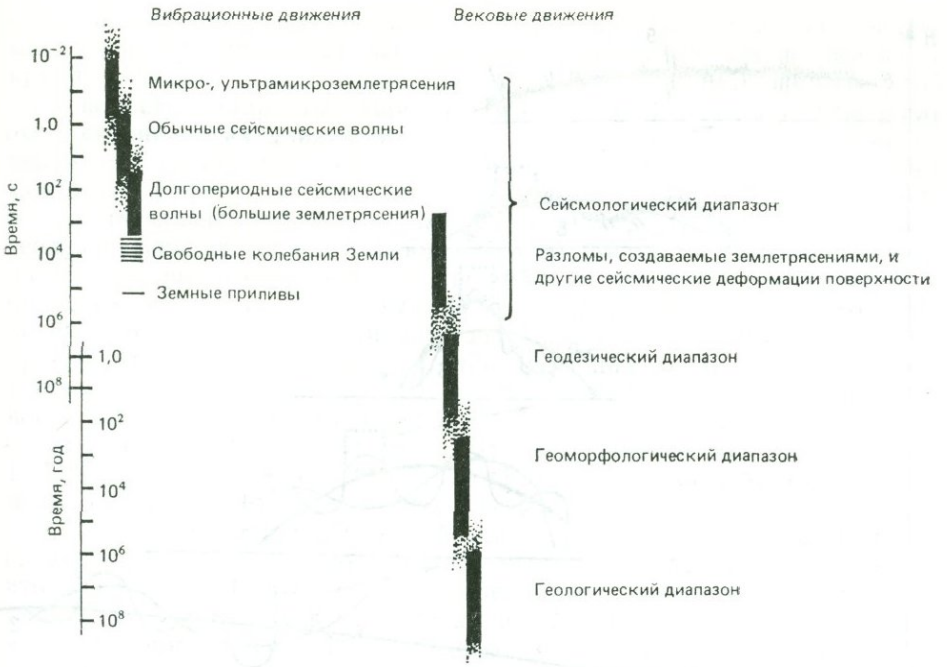


Рис. 90. Временные диапазоны проявлений движений разных типов, изучающиеся различными дисциплинами. По К. Касахара

областях эти движения и их спектральный состав оказались более дифференцированы в пространстве, чем в платформенных. Как следствие этого, градиент скорости движений в первом случае существенно больше. На платформах наиболее выражены длинные волны, в подвижных зонах — короткие, все указывает на более дробный характер движений в подвижных областях.

Был проведен опыт по установлению волн определенной длины в спектрах современных вертикальных движений Восточно-Европейской и Североамериканской платформ. Как правило, установлены волны длиной в 630, 300, 210, 170, 130, 100, 80 и 65—55 км. Определенными методами выявляется и скрытая периодичность современных вертикальных движений с длинами волн, близкими к характерным длинам волн спектра.

С кинематической точки зрения спектр современных движений достаточно широк — от относительно высокочастотных, возникающих в результате сейсмических толчков, до весьма длиннопериодных, длящихся сотни, тысячи и десятки тысяч лет, которые называют вековыми. Все они изучаются различными дисциплинами (рис. 90). Современные вековые движения представляют длинноволновую часть спектра современных движений вообще и вместе с этим образуют коротковолновую часть спектра движений неотектонических, которые длятся миллионы лет и вызываются столь же длительно развивающимися внутренними и планетарными процессами. При изучении вековых движений нельзя заранее сказать, будет ли природа разных частей всего спектра движений одинаковой, или их вызывают различные причины. Чаще всего они полигенетические, определяющиеся чрезвычайно большим разнооб-

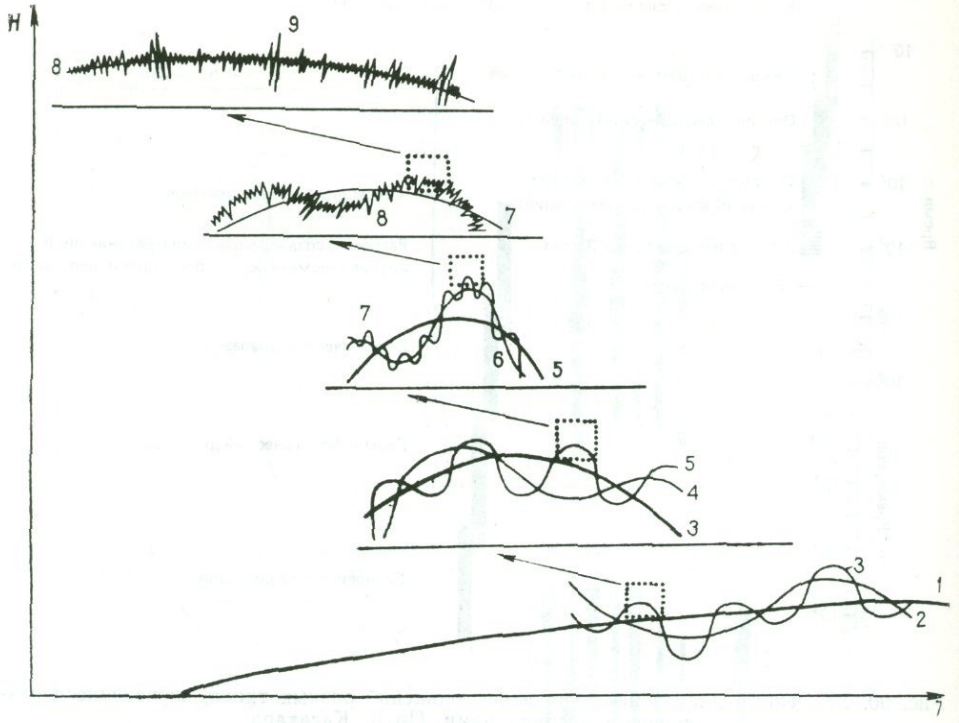


Рис. 91. Соотношение спектров современных и более древних тектонических движений:
Ритмы тектонических движений: 1 — млрд. лет (на их фоне проявляются и более короткие ритмы); 2 — сотни млн. лет; 3 — десятки млн. лет; 4 — единицы млн. лет; 5 — десятки тыс. лет; 6 — сотни лет; 7 — годы, месяцы; 8 — сутки, часы; 9 — секунды, их доли. Методы выявления: 1 — планетологические, историко-геологические; 2—3 — преимущественно историко-геологические; 4—5 — преимущественно геолого-геоморфологические; 6 — преимущественно историко-археологические; 7—9 — различные инструментальные (геодезические, сейсмические и др.)

разием поверхностных, глубинных и планетарных явлений, сумма которых и создает ранговые сквозьранговые и надранговые движения.

В современных движениях функционируют тектодинамические системы разных рангов. С каждым переходом на более высокий ранг обнаруживаются процессы более мелкого порядка, действие которых происходит в более короткий промежуток времени и в более ограниченной части пространства (рис. 91). Этим объясняется наложение тектонических движений разных амплитуд и длин волн друг на друга, которые в итоге образуют очень сложный спектр колебательных движений. Перемещения, выявляемые геодезическими методами, отвечают колебаниям более высокого порядка с меньшим периодом и сравнительно малой амплитудой. Инструментальные данные показывают, что и они состоят из еще более высокочастотных колебаний с периодами в сутки, часы, секунды и их доли (землетрясения, свободные колебания Земли, земные приливы, пульсации и др.). Это как бы «микроструктура» колебательных движений. Неинструментальные же методы выявляют «структуру» движений систем более низких рангов. Вот почему можно утверждать, что любые современные тектонические движения определяются сложным наложением кратковременных составляющих, вплоть до сейсмических пульсаций, причинно-следственные связи которых имеют вероятностный характер на которые накладываются долговременные составляющие движений. Для короткого отрезка времени в 10^4 лет

с использованием геодезических, геологических и геоморфологических методов спектр движений выглядит достаточно сложным, но все же он крайне упрощен по сравнению с действительной картиной (см. рис. 91).

Скорость, градиенты скорости современных и новейших вертикальных тектонических движений. По данным о перемещениях земной поверхности, выявленных при помощи инструментальных методов для Восточной Европы, составлены специальные карты. В основу их положены уровенные наблюдения посредством мореографов и футштоков; геодезические, за период наблюдений в 50—75 лет с уравниванием этих данных по полигонам, которое проводилось без учета геоструктурных областей, имеющих различный эндогенный режим; геолого-геоморфологические данные, позволившие дать оценку устойчивости реперов и провести изолинии равных скоростей движений с учетом морфоструктурного анализа. В целом карты отражают интенсивность и направленность современных вертикальных движений. Наибольшего доверия заслуживают карта 1979 г. Карпато-Балканского региона м-ба 1 : 1 000 000, составленная Я. Ванко, Т. Выжиковским, М. Виссарионом и др., и карты Балтийского щита разных масштабов.

Балтийский кристаллический щит испытывает сводовое поднятие со скоростью 8÷10 мм/год. Длительными наблюдениями установлено, что в пределах Скандинавии современные движения проявляются крайне неравномерно, в виде мозаики раздробленных глыб, отдельные части которых смещаются скачкообразно, часто резко отличаясь по характеру движения от соседних глыб. Однако большая часть этих разрозненных движений через некоторое время компенсируют друг друга и создают эффект сложного общего сводообразного поднятия. Сравнительно медленное поднятие земной коры временами сменялось более интенсивным, но также кратковременным, приуроченным к строго определенным зонам, которые в своих очертаниях оказываются тесно связанными с региональными структурными элементами субстрата.

В пределах выходов на поверхность или неглубокого залегания фундамента в пределах Балтийского щита и его обрамления выявляются поднятия. В то же время наблюдаемая дифференциация скорости современных вертикальных движений земной коры хорошо согласуется с расчлененностью по глубине раздела М. Сокращение мощности вызывает соответствующее уменьшение темпа их движений и даже изменение знака. В пределах северной части Восточно-Европейской платформы и для молодой эпипалеозойской платформы Центральной Европы наибольшие отрицательные скорости приурочены к структурам с глубоким заложением фундамента. На характер перемещения земной поверхности влияет мощность осадочного чехла. Структуры Чешского кристаллического массива в основном характеризуются стабильным положением или слабым поднятием. Как указывают В. И. Сомов и И. Ш. Рахимова, депрессия поверхности М здесь почти строго соответствует увеличению интенсивности поднятий.

Наиболее интенсивные дифференцированные движения наблюдаются в пределах горных сооружений. В отдельных местах Карпатско-Балканской дуги поднятия достигают +8 мм/год. Максимальные скорости поднятий (до +3 мм/год) приурочены к северо-восточному склону советской и румынской частей Восточных Карпат. Мизийская платформа испытывает опускания до —1 мм/год. Все внутренние структуры Карпат характеризуются слабым поднятием (до +1 мм/год), переходящим на юге (Паннонский массив) и западе (Малая Венгерская впадина) в зону опусканий (до —1 мм/год). Опускания фиксируются

в сейсмоактивном районе Вранча на территории Румынии (до —2 мм/год). Интенсивные опускания (до —3 мм/год) испытывает Вардорская зона Македонии, охватывающая юг Болгарии и смежные районы Югославии (в том числе и г. Скопле). Бургасская впадина опускается со скоростью —1 мм/год. Довольно резко проявляется дифференциация интенсивности и направленности современных вертикальных деформаций в Динаридах (+1—+3 мм/год). Мегантиклинорий Стара-Планина в Болгарии испытывает поднятия со скоростью 1—2 мм/год, в которые оказались втянутыми Верхнефракийская впадина, Родопский (до +4 мм/год), а также Македонский (до +2 мм/год) массивы. По данным Ю. Д. Буланже, В. И. Сомова, И. Ш. Рахимовой, Д. А. Лилиенберга и др., дифференцированные движения испытывают Крымские горы, унаследующие молодые тектонические движения. Максимальные скорости приурочены к Главной, Внутренней и Внешней горным грядам. Северный склон мегантиклинория и Южный берег Крыма характеризуются меньшими скоростями воздыманий или опусканий. В пределах Большого Кавказа, изученного слабее, фиксируются поднятия до 10—13 мм/год и более. На Черноморском побережье они сменяются местами до значительных опусканий. Всюду проявляются сопряженные поднятиям опускания с максимальными величинами от —12 до +13,5 мм/год и более.

Во всех основных геоструктурных элементах Восточной Европы, как в платформенных, так и орогенных областях, установлены горизонтальные движения. Например, линейно-угловые измерения, выполненные вдоль дуги Карпат, выявили перемещение горного сооружения в сторону Предкарпатского передового прогиба. Горный Крым надвигается на впадину Черного моря. В платформенных областях горизонтальные перемещения хорошо сопоставимы с расположением разломов. В ряде зон разломных нарушений преобладают растяжения и т. д.

Систематические, часто повторяемые высокоточные нивелировки на геодинамических полигонах в подвижных областях позволили выявить для района г. Алма-Ата вертикальные движения, достигающие 100 мм/год и более. В некоторых случаях эти скорости сохраняются многие годы и их вариации не превосходят первых миллиметров в год. Чаще наблюдаются средние скорости в 10—15 мм/год, варьирующие по месяцам.

На Гармском полигоне зафиксированы устойчивые вертикальные движения, разные по величине. Местами два репера, находящиеся на расстоянии 6 м друг от друга, показывают разные скорости вертикальных движений: один 2 мм/год, другой $\sim$15 мм/год, что можно объяснить самостоятельными движениями двух смежных блоков. Для ряда полигонов в сейсмических областях наблюдается заметное увеличение скоростей вертикальных движений земной коры перед землетрясением и резкое их уменьшение после землетрясения.

Отмечается различная средняя скорость вертикальных движений в зависимости от продолжительности времени, которое мы используем для подсчета. Эта зависимость видна из табл. 5.

В табл. 5 видно, что современные медленные тектонические движения оказываются на несколько порядков больше раннеголоценовых и неотектонических. Такое несоответствие порядков величины скоростей современных движений и скоростей за геологические отрезки времени М. В. Гзовским было названо «парадоксом скоростей». Чем древнее рассматриваемые движения и чем больший интервал времени берется для расчета, тем меньше скорости движений в сравнении со

Таблица 5

Зависимость средней скорости вертикальных движений от продолжительности подсчета

Интервал времени, годы	Средняя скорость, мм/год	
	на платформах	в подвижных областях
$10—10^2$	1	1—10
10^3	10^{-1}	1
10^7	10^{-3}	10^{-2}

скоростями современных медленных движений. Таким образом, выявляется, что средняя величина скорости современных движений, а тем самым и средняя величина градиента скорости вертикальных движений зависит в значительной мере от продолжительности времени осреднения и применяемых методов наблюдений (табл. 6).

Качественное объяснение такой зависимости очень просто. Установлено, что скорость тектонических движений во времени всегда неравномерна. Вычисляя средние значения градиента для различных по продолжительности промежутков времени, можно установить, в какой мере режим движений стабилен или изменчив в исследуемом районе. При общей постоянной направленности длительные движения нередко не только замедляются или ускоряются, но на некоторое время даже изменяют знак на обратный. Поэтому чем короче рассматриваемый промежуток времени, тем больше средние скорости тектонических движений для него отмечаются. Чем короче время осреднения, тем точнее величина градиента. Однако такие данные, как указывал М. В. Гзовский, можно распространять на будущее время, лишь соизмеримое с временем осреднения. Результаты, полученные при большом времени осреднения, важны для долгосрочных прогнозов.

На рис. 92 приведены графики зависимости скорости вертикальных движений от продолжительности времени осреднения по различным данным. Необходимо отметить, что выборка значений скорости движений требует большой скрупулезности и учета ранга тех структурных форм, которые они отображают, что не всегда делается [51]. Осредненные скорости современных движений постепенно уменьшаются на протяжении неотектонического этапа, значительно изменяясь на грани $10^7—10^8$ лет. Такой скачок действительно отражает усиление тектонической подвижности (см. табл. 6).

Таблица 6

Зависимость величин средних скоростей вертикальных движений от продолжительности времени осреднения и методов наблюдений. По М. В. Гзовскому, Ю. А. Мещерякову, А. Е. Островскому

Интервал времени (годы), метод наблюдений	Средние величины градиента скорости, $год^{-1}$	
	на платформах	в подвижных областях
0—10		
По данным наклонномерных наблюдений	До 10^{-6}	До 10^{-4}
$10—10^2$		
По геодезическим наблюдениям	10^{-8}	10^{-7}
10^7		
По геолого-геоморфологическим наблюдениям	До $3 \cdot 10^{-10}$	До $1 \cdot 10^{-8}$

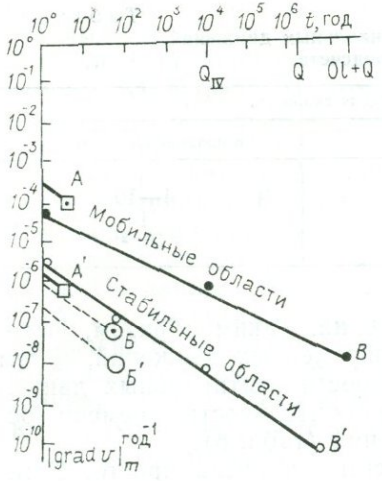


Рис. 92. Зависимости скорости вертикальных тектонических движений (v) и средней величины градиента скорости вертикальных движений от продолжительности времени осреднения (t). По М. В. Гзовскому

А — по данным наклономерных наблюдений; *Б* — по геодезическим данным; *В* — по геолого-геоморфологическим данным. *А*, *Б*, *В* — для мобильных; *А'*, *Б'*, *В'* — для стабильных областей

На всех действующих полигонах и по отдельным линиям нивелирования выявлена неравномерность скоростей современных перемещений земной поверхности в пространстве и во времени. Она выявляется и при анализе показателей уровнемерных пунктов и футштоков на Черном, Балтийском и других морях. При этом обнаруживается изменение не только скорости, но и знака вертикальных движений побережья. По данным многих линий повторного нивелирования устанавливается периодичность колебаний вертикальных движений в разных странах. Впервые она выявлена в Японии. Неравномерность смещений во времени по данным частых опросов (до 10 раз в год) отмечается и для Гармского полигона.

Изменения скорости, а местами и знака движений особенно часто выявляются для подвижных сейсмоактивных районов. Пульсационно-колебательный характер движений отмечается и для устойчивых платформенных областей. Для района Украинского щита по результатам 10-летних наблюдений современных вертикальных движений, имеющих среднюю скорость от 0 до 3—4 мм/год, установлено, что различные блоки испытывают активизации с периодом в 5 лет. В пределах Прикаспийской впадины локальные положительные структуры, испытывающие более интенсивные движения, характеризуются современными поднятиями также переменной скорости (—0,8 мм/год, +4,0 мм/год).

Некоторые исследователи с осторожностью судят о колебательном характере современных движений, устанавливаемом по геодезическим данным. По району Фенноскандии и прилегающим участкам Х. Сильдвээ и А. Мийдл не находят геодезических материалов, которые безоговорочно доказывали бы существование таких движений. По их мнению, кажущиеся перемены знака движений, возможно, вызваны экзогенными процессами, ошибками нивелирования и другими причинами. Очевидно, все это имеет место, но тем не менее бесспорно, что различные блоки земной коры как в подвижных, так и в устойчивых областях ведут себя по-разному. Например, на Плявинском геодинамическом полигоне (ЛатвССР), Э. К. Индриксон путем многократного повторного нивелирования определил, что одни и те же реперы в течение нескольких лет меняют интенсивность и даже направление движений. Материалы многократных геодезических измерений вкрест разрывных деформаций разного ранга как в подвижных, так и платформенных областях показывают наличие колебательных движений. Они хорошо документируются, но не могут быть объяснены ни экзогенными процессами, ни гидрометеорологическими факторами. Установлено, что скорости современных движений локальных структур в подвижных областях выше скоростей региональных (фоновых) движений. Соответственно последние на 0,5—2,0 порядка выше тех же значений в устойчивых

областях и достигают нескольких десятков и даже сотен миллиметров в год.

Сопоставление современных движений земной поверхности с геологической структурой для многих участков и с гипсометрией рельефа земной поверхности тех же районов показывает их согласованность. Для многих территорий подвижных областей (Кавказ, Тянь-Шань, Прибайкалье и др.) наибольшие скорости современных движений относятся к наиболее высоким участкам дневной поверхности или к наиболее прогибающимся впадинам. Выявляется закономерная связь между общей направленностью современных движений и геологическими структурами. Скорости оказываются большими в пределах антиклинальных структур и меньшими — в синклинальных. Был сделан вывод, что во многих районах современные движения проявляются унаследованно, совпадая, в частности, по знаку с проявлениями новейших (четвертичных, голоценовых) движений: положительные структуры поднимаются интенсивнее, отрицательные структуры имеют чаще всего абсолютную отрицательную направленность движений. Однако как в подвижных, так и в платформенных областях местами выявляется несовпадение скоростей и направленности современных движений с особенностями тектонических структур. Для западной половины европейской части СССР прямое соответствие между геоструктурными элементами и знаком современных движений наблюдается на площади примерно более 70 %. Для отдельных территорий и геодезических профилей в разных районах коэффициент корреляции между геологической структурой и современными движениями достигает 0,82—0,90 [32].

Наличие несогласованных современных движений со структурой и рельефом местности находит объяснение прежде всего в периодичности колебаний современных движений. Для каждой эпохи геодезических измерений нивелирной сети, учитывая большие скорости современных движений, может выявиться несогласованность направлений, скоростей движений с особенностями морфоструктур. Попытка Т. П. Корокиной привести карты современных вертикальных движений Восточной Европы к одной геодезической эпохе показала различную достоверность ее в разных участках. А так как карта обоснована неравномерным расположением линий повторного нивелирования, для значительных территорий имеет место почти полная несогласованность современных и новейших движений, что находит свое объяснение в принятой методике. В ряде случаев, хотя связь скоростей и знака современных тектонических движений с морфоструктурами и не является исчерпывающей, они могут рассматриваться как непосредственное продолжение движений неотектонического этапа.

Обзорные карты новейших тектонических движений показывают повсеместность и неравномерность проявления вертикальных движений как на континентах, так и на дне акваторий. Принятая методика составления таких карт отражает глобальный охват ими глубоких недр планеты и закономерное распространение на поверхности литосферы. Это основной вывод в геологии, который нельзя игнорировать в любых теоретических построениях. В пределах планеты выявляется большой размах вертикальных движений, достигающий 20—22 км. Истинная величина суммарных перемещений не может быть точно установлена из-за трудности учета денудационного среза. Но перемещения большой амплитуды должны были бы привести к столь значительным нарушениям изостатического равновесия, что не могли бы быть компенсированы ни погружением подошвы земной коры в мантию, ни разуплотнени-

ем верхов мантии. Вертикальные движения неотектонического этапа играют ведущую роль в образовании ряда геоструктурных элементов земной коры, например в областях орогенеза.

Горизонтальные неотектонические движения отчетливо документируются во многих участках континентов и океанов. Однако в большинстве случаев установление крупных амплитуд таких перемещений (более тысячи километров) для позднего кайнозоя как в пределах литосферы, так и в разных горизонтах верхней мантии пока основывается главным образом на теоретическом кредо исследователей, не учитывает закона взаимосвязи и взаимообусловленности явлений. Особенно спорно допущение горизонтальных перемещений в зонах субдукции, на что неоднократно обращалось внимание. Кроме того такое заключение часто не учитывает соотношений вертикальных и горизонтальных движений у структур разного ранга, связанных с разными тектодинамическими системами [46].

Для территории СССР Н. И. Николаевым, Г. А. Шенкаревой, И. Е. Сидоровым и П. Н. Николаевым были построены карты средних градиентов скорости вертикальных движений разных масштабов. Значения градиентов скорости в ряде случаев более точны, чем данные о скоростях тектонических движений, так как при их вычислении снимаются некоторые местные факторы, отражающиеся на величине скорости и искажающие ее (эвстатические колебания океанического уровня и др.). Карты градиентов характеризуют площадную картину дефорсо скоростями деформации внутри земной коры и касательными напряженное состояние земной коры. Наблюдаемая величина градиента скорости тектонических движений связана определенными соотношениями со скоростями деформации внутри земной коры и касательными напряжениями $\tau_{макс}$ (кг/см^2), а также с вычислениями коэффициентов вязкости коры η 0,1 Па·с. П. Н. Кропоткин и М. В. Гзовский делали попытки определить энергию тектонических процессов. Выявлено, что деятельность человека (крупные атомные электростанции, гидроэлектростанции и т. п.) в настоящее время становится соизмеримой с энергией тектонических процессов.

Свойства тектонических движений. Тектонические движения, проявляющиеся в самый последний отрезок геологического времени, надежно устанавливаются широким комплексом исследований. Они сопровождаются деформациями, изменением геофизического строения и глубокими преобразованиями всей земной поверхности. Несомненно выявлена повсеместность и неравномерность неотектонических движений как на континентах, так и на дне акваторий. Проявление их глобально. Объединяет их ритмичность вертикальных движений, что находит отражение в рельефе земной поверхности, особенностях геологических разрезов новейших отложений, в том числе плейстоценовых и голоценовых.

Природа неотектонических движений разных категорий (ранговых, сквозьранговых и надранговых) зависит от космических, планетарных, внутриземных, внешних процессов, их взаимодействий, от техногенной деятельности человека, масштаба исследуемого объекта, функционирования различных механизмов деформации. Региональный материал по новейшим тектоническим движениям свидетельствует о глубокой связи главнейших неотектонических структур с глубинными тектоническими процессами. В. В. Белоусовым, А. А. Борисовым, Н. А. Беляевским, Р. М. Деменицкой, П. Н. Кропоткиным и др. была установлена корреляционная и функциональная связь между интенсивностью и направлен-

ностью новейших тектонических движений с рельефом земной поверхности, гравитационным полем в редукции Буге, мощностью земной коры, положением границы М и другими параметрами. Было выявлено, *что тенденции изменения рельефа земной поверхности, связанные с определенной направленностью и интенсивностью тектонических движений, дают представление и о направленности глубинных процессов, протекающих в земной коре, верхней мантии и более глубинных оболочек, где зарождаются тектонические движения.*

Ранее автором были рассмотрены основные черты развития структуры земной коры за неотектонический этап и по этому признаку дано районирование территории СССР. Было показано, что неотектонические и геофизические процессы протекают неравномерно [41]. Карты новейшей тектоники, отображающие суммарное проявление вертикальных движений, дают представление о направленности глубинных процессов, протекающих в оболочках, где зарождаются тектонические движения разных категорий. Они свидетельствуют о глубокой связи главнейших неотектонических структур, отраженных в основных чертах рельефа земной поверхности, с глубинными тектоническими процессами и показывают их обусловленность. Оправдался взгляд, высказанный автором в 1962 г., о необходимости выделения большего количества эндогенных режимов и типов земной коры, что нашло отражение в исследованиях В. В. Белоусова, Г. И. Рейснера и др. [7].

Установлены три типа режимов новейших тектонических движений: 1) колебательный или инверсионный, когда положительные движения разной амплитуды сменяются компенсирующими их отрицательными движениями; 2) отрицательно направленный, характеризующийся *преобладанием устойчивого опускания с формированием депрессий*, выраженных в рельефе, и накоплением мощных толщ новейших отложений; 3) положительно направленный, отличающийся преобладанием устойчивых поднятий, сопровождающийся образованием положительных форм рельефа и усилением процессов денудации (рис. 93). Изменение в пространстве амплитуды направленных и инверсионных движений приводит к проявлению различных типов деформации разных размеров: сводовых, складчатых, разрывных, блоковых [41].

Региональный материал позволил выявить глыбовое и блоковое строение земной коры, отражающееся в неотектонике и проявляющее-

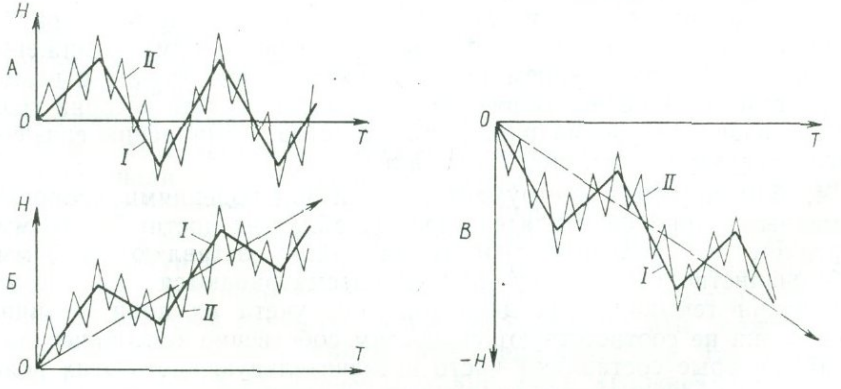


Рис. 93. Типы режимов неотектонических движений:
А — колебательный или инверсионный тип; *Б* — положительно направленный тип; *В* — отрицательно направленный тип; *I—II* — движения разных периодов и амплитуд

ся в неодинаковой направленности и контрастности тектонических движений, в их различном эндогенном режиме. Масштабы блоков и обрамляющих их разломов очень разнообразны. На глубинах порядка 100—150 км крупные блоки ограничены узкими зонами литосферы с пониженной вязкостью и повышенной проницаемостью. В верхних частях земной коры — зонами разрывных нарушений разной глубины, зонами трещиноватости, флексурными перегибами. Отдельные блоки оказываются переработанными структурными формами или тектоническими новообразованиями, или унаследованными, или зависимо развивающимися структурами, образовавшимися задолго до новейшего этапа. Неодинаковая контрастность движений прямо связана со степенью раздробленности земной коры глубинными разломами и степенью активности шовных зон. Вертикальные перемещения блоков и глыб земной коры ведут к разуплотнению вещества, сопровождающемуся увеличением объема. Максимальное разуплотнение обычно неоднородных блоков происходит по зонам неоднородностей, часто разломного характера. Плотность монолитной части при перемещении практически не меняется. На больших глубинах возникают градиентные поля. Формируются направленные потоки флюидов, миграция поровых вод и пр. Происходит изменение напряженного состояния, определяющее приуроченность очагов землетрясений к «живущим» зонам разломов и к участкам блоков с контрастными вертикальными движениями. Проявляются горизонтальные движения. Пульсационный характер вертикальных движений обусловливает стадийность различных геофизических, геоморфологических, металлогенических и прочих процессов.

Путем анализа геологических, геоморфологических и инструментальных наблюдений устанавливаются следующие особенности изучаемых в неотектонике движений.

1. Современные тектонические движения так же, как и новейшие, охватывают всю поверхность Земли.

2. Современные движения отличаются полигенетичностью проявления и состоят из отдельных компонент: эндолитогенных процессов, упругой и эластической составляющих, компенсационных движений, действия скелета грунта при изменении режима подземных вод, техногенных процессов, влияния собственно тектонических движений, космических процессов и др. Все эти факторы неоднородно проявляются во времени и в пространстве.

3. Установлено, что различные компоненты действуют различно: локально, регионально или глобально. Разложить сумму движений на составляющие с выделением тектонических крайне трудно и возможно только при применении сопряженных методов и учете истории геологического развития рассматриваемого участка, выявлении связи его с рангом структуры (см. рис. 27, вкладка).

4. Фиксируемые инструментальными наблюдениями скорости современных движений в платформенных областях достигают 10 мм/год, в среднем на больших территориях они составляют 3—5 мм/год. В большинстве случаев эти цифры рассматриваются как результат проявления тектонических движений, без учета их полигенетичности. Однако они не соответствуют скоростям собственно тектонических движений, которые составляют часто незначительную часть этих величин. В разных участках платформ эти цифры отражают проявление разных сочетаний компонент. В геологическом времени происходит осреднение разнокомпонентных движений и в итоге они отображают главным об-

разом тектоническую составляющую, определенную геологическими методами.

5. Неотектонические движения отражают блоковый характер строения земной коры. Градиенты вертикальных движений наиболее интенсивны в узких зонах у границ блоков, которые выявляются и другими методами (геологическими, геофизическими, анализом космических снимков и др.). Современные движения, устанавливаемые инструментальными методами, унаследуют движения ранее сформировавшихся блоков разных размеров. В градиентных зонах наблюдаются (в зависимости от размеров шовных линий) сложный ход движений, указывающих на раздробленность земной коры, приуроченность к ним очагов землетрясений, пульсационный характер современных медленных и быстрых движений.

6. Интенсивность современных и неотектонических движений меняется во времени и имеет прерывистый характер. Она свойственна колебаниям разных амплитуд и периодов — от больших до самых короткопериодных и отражает влияние общих факторов как планетарных, так и космических.

7. Прерывистость современных и новейших геологических движений отражена в строении осадочных отложений (слоистость), в перерывах осадконакопления, в ритмичности геологических разрезов. Выражена она и в цикличности построенных форм рельефа (речных террас, поверхностей выравнивания, их ступенчатости и т. д.).

8. Устанавливаются «квазипериодические» изменения скоростей тектонических движений во времени с длительностью от суток до года и далее в десятки, сотни, тысячи и миллиарды лет (см. рис. 91). Эта периодичность имеет разную основу, общие причины, но по-разному преломляется в структурных формах разных рангов, отражается в свойствах горных пород («усталость», трещиноватость и пр.).

9. Имеются многочисленные указания на зависимость современных вертикальных движений от интенсивности теплового потока, идущего из недр Земли.

10. Намечается корреляция скоростей вертикальных движений земной коры с рельефом границы М, но она оказывается различной в платформенных и подвижных областях.

11. Подтверждаются выводы Ю. Д. Буланже и В. А. Магницкого, что явно выраженной корреляции интенсивных поднятий или опусканий с областями интенсивных гравитационных аномалий нет.

12. Соответствие между структурным расчленением земной коры и распределением современных положительных и отрицательных перемещений в настоящее время не вызывают сомнений. Движениями охвачены литосфера и более глубокие оболочки планеты.

13. В основе современных движений лежат те же процессы, которые сформировали геологические структуры и новейшие структурные формы. Пространственно они проявлялись неравномерно.

Зависимость неотектонических и современных движений от ранее созданных структур и формировавших их движений, их связь со всей предшествующей историей земной коры заставляет рассматривать эти движения, спускаясь в глубь геологического времени. Мы должны проникнуться убеждением, что земная кора очень подвижна, что в ней непрерывно проявляются не только хрупкие, но и «гибкие» эластичные деформации. Этого нельзя забывать при оценке фактов.

Модели современных тектонических движений. При рассмотрении особенностей современных вертикальных движений всегда обращают

внимание на их скорость. Для оценки величины этих скоростей часто пересчитывают их на геологическое время — длительность четвертичного периода, оцениваемого примерно в 1,8 млн. лет. Приводят, например, расчеты для Украинского щита, где в районе Днепропетровска скорости современных вертикальных перемещений определяются в 8 мм/год. При их проявлении в течение указанного отрезка времени должны были бы вырасти горы высотой около 15 км. Если даже принять более распространенную скорость, которая считается средней (3—5 мм/год), то за этот же отрезок времени должны были бы вырасти горы высотой в 5—10 км. Поскольку этого нет, делается вывод, что наблюдаемые движения нельзя распространять на геологическое прошлое и следует допускать или их неравномерную скорость, или считать их знакопеременными во времени, или допускать то и другое совместно.

Сравнение наблюдаемых современных скоростей движений с данными исторической геологии позволяет убедиться в абсурдности приведенных расчетов. Такое несоответствие — парадокс скоростей — и привело к созданию различных теоретических построений. Так, в 1973 г. В. А. Магницкий и другие, не допуская мысли, что указанные большие скорости современных вертикальных движений можно относить за счет ошибок наблюдений или за счет действия приповерхностных факторов, рассматривают две возможности. Первое допущение сводится к гипотезе, что кратковременные периоды относительно высоких скоростей движений (настоящее время) чередуются с периодами относительного покоя с очень малыми скоростями. Эти периоды должны быть на порядок длиннее периодов с большой подвижностью. Указывается, что вспышки интенсивности движений охватывают порядок времени в 10^4 лет. Второе объяснение допускает знакопеременность вертикальных движений, причем смена знака должна происходить не реже чем через несколько десятков тысяч лет. В 1974 г. Ю. Д. Буланже и В. А. Магницкий отмечали, что хотя изменение знака движений имеет место, оно играет подчиненную роль в общей картине движений. По мнению этих авторов, оба предложенных объяснения доказательны. При этом была предложена модель, основанная на особом действии слоя астеносферы — слоя с пониженной вязкостью и большой подвижностью вещества, который может выступать или как слой, передающий вертикальные движения из глубин мантии на литосферу, или как слой вязкой смазки, разделяющий литосферу и мантию.

В первом случае поднятие земной коры оказывается зависящим не от величины поднятия подошвы астеносферы, а от скорости вертикального смещения нижней границы астеносферы. При смещении ее с разной скоростью (без изменения знака) на поверхности Земли будут возникать, по мнению Е. В. Артюшкова, знакопеременные колебательные изменения с периодами порядка 10^4 лет и менее. Во втором случае, принимая астеносферу за смазочный слой между литосферой и мантий, при любых горизонтальных смещениях этих слоев относительно друг друга при неровных границах астеносферы будет возникать «расклинивающий» эффект смазочного слоя. Такой гидродинамический механизм приведет к нарушению изостатического равновесия и к появлению вертикальных движений земной коры. Скорости этих движений определяются наклонами рельефа границ астеносферы и ускорениями относительного горизонтального смещения. При ускорении в краткие периоды времени будут возникать всплески скоростей вертикальных движений. Изменение знака движений в этой модели может быть

объяснено изменением знака ускорения горизонтального смещения. Амплитуды вертикальных смещений земной коры при максимальных допустимых горизонтальных смещениях, по расчетам, не могут превосходить нескольких десятков—первых сотен метров, [75].

В этих гипотезах Е. В. Артюшков и В. А. Магницкий объясняют не основные свойства современных вертикальных движений, а свойства движений, проявляющихся на протяжении 10^4—10^5 лет, которые изучаются геолого-геоморфологическими методами. При принятых же ими отрезках времени происходит осреднение скоростей. Чем древнее рассматриваемые движения и чем больший интервал времени выбран для расчета, тем меньшую, в сравнении с современной, величину скорости мы получим. Отсюда несоответствие приведенных выше расчетов к отрезку времени в 10—10^2 лет. Предложенные гипотезы скорее применимы для объяснения молодых (голоценовых) и неотектонических движений, чем современных.

Авторы гипотез для платформенных областей используют величины скорости вертикальных перемещений, снятых с карты вертикальных движений земной коры Восточной Европы. Как мы видели, эти величины состоят из разных компонент современных движений, проявляющихся в пространстве в разных сочетаниях, что ими не учитывается. Не учитываются также различия в геодезических эпохах наблюдений. Можно достаточно уверенно говорить, что скорости современных вертикальных движений, показанные на карте, почти никогда не соответствуют скоростям молодых и новейших тектонических движений.

В поверхностных частях земной коры большую роль играют физико-химические и механические процессы и явления, связанные с изменениями водного и теплового баланса. Однако мнение А. А. Никонова [51] о том, что волновой и знакопеременный характер современных движений в платформенных областях не следует связывать с глубинными и вообще тектоническими процессами, нам кажется необоснованным. По инструментальным данным, в платформенных областях скорость собственно тектонической компоненты, очевидно, значительно меньше принимающихся скоростей перемещений. Мы склонны разделять точку зрения Ю. А. Мещерякова, который полагал, что движения земной коры в каждый данный момент геологической истории всегда имели примерно ту же интенсивность, что и сейчас (порядка нескольких мм/год), но знак движений в любой точке не оставался неизменным, поднятия сменялись опусканиями, они были знакопеременными.

Исходя из того что учесть сразу все разнообразные причины различных категорий движений невозможно, геофизики пошли по линии изучения различных источников движений путем построения механических моделей с применением формул гидродинамики. Каждое такое решение моделирует одну из возможных компонент современных движений. Путем объединения таких частных моделей, по мнению Ю. Д. Буланже и В. А. Магницкого, можно получить достаточно близкую к действительности схему происхождения современных вертикальных движений земной коры, которая, вероятно, будет достаточно сложной. Мы считаем, что моделирование одной компоненты вполне возможно, но гряд ли можно ожидать, что получение ряда частных моделей дает ответ на сложный вопрос происхождения движений. Прежде всего мы еще не умеем колебательные движения, состоящие из наложенных друг на друга движений разного порядка, разложить на элементарные, различающиеся по скоростям, амплитудам и периодам колебаний. Много условного и в принимаемых нами геофизических

моделях строения верхних частей земного шара — литосферы. Как мы видели, аномальные слои (типа астеносферы) местами отсутствуют, местами их можно предполагать в большом количестве на разных глубинах с малыми мощностями. Иными словами, математическое моделирование дает лишь какую-то условную численную оценку некоторых элементов обстановки проявлений современных движений; в силу же их многокомпонентности результаты частных расчетов нельзя считать показателем их происхождения. Очевидно, эта задача может быть разрешена только с учетом всестороннего анализа геологических структур, создаваемых новейшими движениями и в более длительные отрезки времени. Кроме того, предлагаемые модели представляют собой отдельные элементы целостной системы, подвергающейся анализу. Поэтому сколько бы элементов мы не анализировали, сумма результатов, в соответствии с теорией систем, не может дать истинную картину в силу их эмерджентности. Необходимо применение к целостным явлениям системного анализа, который только выявит новые качества и даст ответ на вопросы генезиса.

Тектонические движения и рельеф земной поверхности. Несмотря на незначительную интенсивность современных движений земной поверхности, оцениваемую миллиметрами в год, факты свидетельствуют о большом влиянии современных движений на разнообразные процессы, протекающие на земной поверхности. Говоря о современных движениях, мы рассматриваем их в ограниченный промежуток времени — десятки и первые сотни лет. Конечно, изменения поверхности за этот отрезок времени будут маскироваться особенностями климата, почвенного и растительного покрова, деятельностью человека и прочими факторами. Однако направленность современных движений во многих местах четко согласуется со структурными неоднородностями земной коры и связанными с ними формами рельефа. Это указывает на продолжающуюся унаследованность в проявлениях как движений, так и тенденций развития рельефа земной поверхности.

Вопросы динамического взаимодействия современных тектонических движений и экзогенных рельефообразующих процессов, протекающих на ее поверхности, наиболее полно рассматривал И. П. Герасимов. Суммируясь во времени, вертикальные тектонические движения, дифференцированные в пространстве, будут являться главным фактором увеличения или уменьшения гравитационного потенциала рельефа, его «энергией» на отдельных участках земной поверхности, которой определяются интенсивность и формы проявления процессов денудации. Если количественно оценить величину плоскостной денудации, что было сделано А. Пенком, Ж. Корбелем, Г. В. Лопатиным, М. И. Ивероновой, Л. Г. Бондаревым и другими, то она в среднем окажется соизмеримой со скоростями современных тектонических движений. Поэтому современный рельеф суши в целом можно рассматривать как динамически равновесную систему, повсеместно испытывающую, с одной стороны, непрерывные тектонические воздействия, с другой — или постоянное снижение путем денудации, или выполаживание за счет аккумуляции осадков. По мнению И. П. Герасимова, существование в природе динамически равновесной системы тектонические движения — растительный покров и почвообразование — процессы денудации делает «невидимыми» для человеческого глаза на большой части земной поверхности как современные медленные тектонические движения земной поверхности, так и естественные, повседневные процессы денудации. Человек ощущает преобразования рельефа только при проявле-

нии катастрофических явлений — и экзогенных, и эндогенных. Обычный же рельеф, который нас окружает, особенно на равнинных пространствах, кажется неизменным, как бы застывшим. Однако это лишь кажущееся равновесие. Рельеф всегда изменяется, но ощущается это только за длительный отрезок исторического или геологического времени.

Нам кажутся ошибочными расчеты [51], показывающие, что скорость современной плоскостной денудации в пределах крупных морфоструктур как в платформенных, так и подвижных областях должна быть на 1—2 порядка меньше величин скорости современных движений. Экстраполируя этот вывод в глубь геологического времени, А. А. Никонов приходит к выводу, что средние скорости денудации также имеют тенденцию уменьшаться с увеличением времени осреднения. Эта мысль подтверждается им следующими расчетами: при современной скорости плоскостной денудации в горах 0,2—0,5 мм/год за 10 млн. лет пришлось бы допустить снос слоя пород толщиной 2—5 км, а за неотектонический этап в 30 млн. лет — до 6—15 км. Вместе с тем такая интенсивность процессов денудации, возникающая при нарушении указанного выше динамического равновесия, в соответствующих климатических условиях, очевидно, может проявляться. Например, расчеты А. Е. Криволуцкого в 1977 г. показали, что за период с конца миоцена (с позднего сармата) до современной эпохи с положительных тектонических структур (с коробчатых антиклиналей) денудацией удалена толща пород примерно в 2 км. В отдельных случаях снос оказался равным 2,7 км. Для Кавказа этот же автор определяет снос горных пород мощностью 8 км за 12—13 млн. лет, т. е. значительную часть неотектонического этапа. Не следует забывать, что за короткие отрезки времени, как указывают А. Б. Ронов, А. Е. Криволуцкий, происходит также полная или почти полная компенсация огромных тектонических прогибов глубиной до 10—12 км снесенным экзогенными процессами материалом. Из этого делается вывод об однопорядковости перемещаемых при геоморфогенезе масс горных пород и продуктов их разрушения эндогенными и экзогенными процессами.

Выводы А. А. Никонова опровергаются также данными Г. Менарда, который провел сравнение средних скоростей денудации в разных областях за мезозой-кайнозойский этап. Оказалось, что скорости остаются почти без изменения там, где тектонический режим был постоянным, и меняются на порядок в областях, где произошла его смена (табл. 7).

По отношению к Кавказу попытки определить величину денудационного среза делались неоднократно. Сводку и анализ этих данных можно найти в работах В. А. Растворовой. Получаемые цифры денудационного сноса очень разнятся у разных авторов — от 7,85 км у

Таблица 7

Сравнение средней скорости денудации в мезозой-кайнозойский и современный этапы. По Г. Менарду

Район	Время, млн. лет денудации, мм/год	Скорость денудации в геологическом прошлом, мм/год	Современная скорость денудации, мм/год
Аппалачи	126	0,062	0,008
Миссисипи	150	0,046	0,042
Гималаи	40	0,210	1,000

А. Б. Ронова до 800 м у С. С. Воскресенского. Однако приводимые результаты трудно сравнивать, так как каждый исследователь применял различные методы. Материалы В. А. Растворовой показали, что при учете всех факторов, влияющих на интенсивность процессов денудации, снос оказывается наибольшим в области высокогорного рельефа, достигая максимума в перигляциальных условиях. Этому способствуют интенсивное выветривание, отсутствие сплошного растительного покрова, крутые склоны в нивальной зоне и сильное увлажнение в субнивальной. Здесь скорость денудации достигает порядка 10 мм/год, что вполне соизмеримо со скоростями современных движений. В области высокого среднегорья ее значения уменьшаются до нескольких миллиметров в год. При переходе же в низкогорную предгорную зону скорость денудации снова сокращается до десятых долей миллиметра в год. При этом для различных районов Большого Кавказа эти соотношения, по расчетам В. А. Растворовой, оказываются разными. Для всего же высокогорного Кавказа за новейший этап денудационный срез выражается величиной порядка нескольких километров, что нельзя не учитывать при количественной характеристике новейших поднятий. Он может достигать величины, равной половине современной высоты гор и более. Что касается современной скорости эрозионного среза, то средняя скорость денудации в равнинных областях выражается сотыми долями миллиметра в год, а в горных странах — десятыми долями или первыми миллиметрами в год.

Глава VI

ГЕОДИНАМИКА ИМПУЛЬСНЫХ (СЕЙСМИЧЕСКИХ) ДВИЖЕНИЙ

ПРИРОДА И МЕХАНИЗМ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Общая характеристика импульсных тектонических движений. Исторически сложилось так, что сейсмичность изучается главным образом геофизиками. В геотектонике эти процессы или совершенно не анализируются, или о них говорится лишь попутно. Упругие движения в целом, по мнению Ю. А. Косыгина, не причисляются к собственно тектоническим движениям хотя бы потому, что они не запечатлеваются в тектонической структуре. Это в какой-то мере противоречит высказываниям этого же автора о «сейсмогенных» движениях, рассматриваемых как особая форма тектонических движений, при которых проявляются упругие деформации и которые ведут к образованию дислокаций. Но не все упругие движения импульсные. Вероятно, проявляться упругие деформации могут и в виде квазиупругих движений, выделявшихся Н. С. Шатским, которые накладываются на собственно тектонические (ранговые) движения, усложняющие их и придающие им колебательный характер. Квазиупругие движения захватывают низы земной коры и верхнюю мантию.

Импульсные движения в геологическом прошлом оставили следы в виде особых фаций (с обломочной структурой), кластических даек особого типа тектонической трещиноватости горных пород, остаточных деформаций, выраженных в рельефе. По свидетельству В. П. Солоненко, при сильных землетрясениях образуются все типы разрывных нарушений, известных в структурной геологии. Таким образом, сейсмические движения запечатлеваются в тектонической структуре, *геологических разрезах и влияют на формирование рельефа, особенно в* плейстосейстовых областях интенсивных землетрясений, представляя большой практический интерес.

До сих пор в изучении землетрясений имеется некоторая односторонность, а именно — акцент на физической стороне этого сложного явления, с математическим описанием закономерностей сейсмического процесса. Это нашло отражение в высказываниях таких ведущих сейсмологов, как М. А. Садовский, С. В. Медведев, Н. В. Шебалин и др., которые утверждают, что начали понимать закономерности этих процессов только тогда, когда стали изучать физические свойства вещества земных недр и протекающих в них процессов. А это оказалось возможным лишь при применении теории вероятности, физики твердого тела, теории упругости, различных теорий разрушения. В настоящее время упор делается на физические свойства веществ, среды, где зарождаются землетрясения, без учета того, что эти качества определяются геологической обстановкой, составом, строением геологического субстрата, историей его геологического развития, процессами, протекающими в недрах. Различные физические процессы, изучаемые сейсмологами, пока мы затрудняемся выразить математическим языком. Отсутствие надлежащей геолого-геофизической комплексности в изучении землетрясений, недостаточное внимание к историко-геологиче-

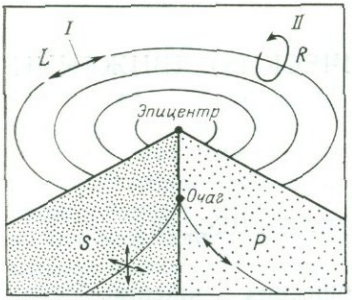


Рис. 94. Блок-диаграмма, показывающая положение сейсмических волн, порождаемых землетрясением. По М. Ботту

I — движения на поверхности в волне Лява (*L*); *II* — движения на поверхности в волне Релея (*R*); *S* — движение в поперечной волне; *P* — движение в продольной волне

ским методам позволило Б. А. Петрушевскому, например, утверждать, что стремление к математизации всех представлений в учении о сейсмичности, которое наблюдается в последние годы, является гипертрофированным. Кроме того, нельзя игнорировать те сведения, которые пока не поддаются математической обработке. Естественно ожидать, что сейсмические процессы в различных геоструктурных областях будут протекать различно. Однако эти эмпирические закономерности совершенно недостаточно учитываются в сейсмологии [44]. В понимании сейсмического процесса и проявлений землетрясений очень помогают неотектоника, которая рассматривает их как особую форму тектонических (сквозьранговых) движений, и тектодинамика.

Для импульсных движений характерна дискретность. Периоды относительного покоя, когда происходит накопление упругих напряжений и деформаций, чередуются с импульсами быстрого движения, в момент которых в упруго деформированных горных породах происходит сбрасывание напряжений путем разрыва, пластического сдвига или крипа. Возникают упругие колебания и остаточные деформации.

Выделяются два типа упругих волн, образующихся в результате высвобождающейся энергии, распространяющихся в горных породах: объемные волны, передающие сжатия и разрежения (продольные, или волны v_P), и поперечные волны (или волны v_S). Волны v_P распространяются быстрее волн v_S. В более плотных породах объемные волны распространяются с большими скоростями. К обоим типам волн приложим законы преломления и отражения, известные из оптики. Волны v_S не могут распространяться в жидкости, в которых модуль сдвига близок к нулю. В частности, затухание этих волн в астеносфере служит одним из доказательств частичного плавления ее вещества. Выделяются поверхностные волны как результат взаимодействия объемных волн при наличии границ раздела. Их величина смещения максимальна на поверхности и быстро убывает с глубиной. Это волны Релея (*R*), когда движение частиц происходит в вертикальной плоскости, лежащей в направлении распространения волн, а сами частицы описывают эллипс, двигаясь против часовой стрелки, и волны Лява (*L*) — движение частиц в горизонтальной плоскости в направлении, перпендикулярном направлению распространения волны (рис. 94).

Импульсные движения в соответствии со своей природой происходят повсеместно. Наиболее определенно это утверждал Дж. Х. Ходжсон [19]. Свидетельством повсеместного проявления землетрясений являются сейсмические «шумы», улавливаемые приборами, и потрескивания горных пород, выявляемые акустическими методами. Об этом говорит и установленная в настоящее время сейсмичность относительно стабильных платформенных областей. Частые и сильные землетря-

сения приурочены к неотектоническим подвижным поясам земного шара. Для них характерно также нарушение изостатического равновесия. При этом чем активнее протекает тектонический процесс, тем сильнее нарушается изостатическое равновесие. Это, как считает М. Е. Артемьев, может явиться индикатором тектонической активности в недрах Земли, а величина нарушения изостатического равновесия — показателем напряженного состояния, так как величина градиента изостатической аномалии силы тяжести и количество выделившейся при землетрясениях энергии оказываются связанными.

Землетрясения — следствие тектонических деформаций земной коры и мантии. Необходимое условие возникновения сейсмических толчков — накопление напряжений, вызываемое деформациями до уровня, при котором они превосходят временную прочность данной среды. На определенных участках вызываемые деформациями напряжения и прочность среды могут быть близкими по величине. Тогда достаточно незначительных, даже внешних факторов (внезапные изменения атмосферного давления, увеличение давления при океанических приливах, изменение уровня грунтовых вод, деятельность человека и др.), чтобы произошла разрядка напряжений с образованием разрывов в земной коре и землетрясений. Отсюда возникает необходимость оценки величины тектонических напряжений в массивах горных пород.

Абсолютная величина максимальных касательных напряжений ($\tau_{макс}$), действующих в земной коре, представляет большой теоретический и практический интерес, но устанавливается, к сожалению, пока с малой точностью. Для их выяснения используют методы, описанные выше (см. гл. III, IV).

В сейсмологии при сейсмотектонических построениях используются следующие параметры [67]:

E — энергия землетрясения (определяется в джоулях), устанавливается в его очаге. Распространяется в форме упругих сейсмических волн во все стороны от очага по телу Земли. Способы оценки энергии землетрясения в абсолютных единицах — трудная задача.

t_0 — время в очаге начала землетрясения, приведенное к гринвичскому времени. При отсутствии инструментальных данных момент землетрясения оценивается приблизительно.

γ, λ — координаты эпицентра землетрясения, определяются по совокупности макросейсмических и инструментальных данных.

h — глубина очага землетрясения, определяется различными методами с учетом возможной вертикальной протяженности в очагах сильных землетрясений. При отсутствии сведений глубина условно принимается равной типичной глубине землетрясений для данного района.

I_0 — интенсивность в эпицентре, оцениваемая в баллах, по сотрясению на поверхности Земли. Балл отражает встречающиеся в естественных условиях различные комбинации физических параметров, таких как: амплитуда смещения частиц грунта, их скорость, ускорение, периоды колебаний, длительность процесса и др. Служит для оценки интенсивности происшедших в прошлом и происходящих ныне землетрясений и для разработки норм и правил строительства в сейсмоактивных районах. Для каждого балла установлены макросейсмические визуальные признаки по эффекту, производимому землетрясением, такие, как раскачивание висящих предметов, появление трещин в зданиях, их разрушение, появление зияющих трещин в почве и многие другие. Существует множество сейсмических шкал. В разных странах были предложены свои шкалы. Используются и согласованные международные шкалы сейсмической интенсивности, обозначаемые индексами (по заглавным буквам фамилий авторов) M, MSK и др. В СССР используют 12-балльную шкалу С. В. Медведева, разработанную совместно с В. Шпонхойером (ГДР) и В. Карником (ЧССР) под индексом MSK-64, основанную на анализе визуальных наблюдений и статистических расчетов. Человек, лежащий в спокойной обстановке в зоне эпицентра, способен почувствовать землетрясение интенсивностью в 2—3 балла.

K — энергетический класс землетрясений. Определяется как логарифм энергии сейсмических волн (E) на расстоянии 10 км от гипоцентра. Учитывается затухание амплитуд колебаний с расстоянием ($K=\lg E$).

A — сейсмическая активность — средняя частота повторения землетрясений определенной величины K или M в единице объема на единице площади (S) очаговой области.

S_i — площадь, на которой ощущалось землетрясение с интенсивностью I.

M — некая безразмерная величина (магнитуда), пропорциональная E, выражающая в условных единицах величину землетрясения и определяемая по уровню амплитуд сейсмических колебаний путем вычислений, основанных на записях сейсмографов, регистрирующих землетрясения. Магнитудная шкала была разработана в 1935 г. американским сейсмологом Ч. Рихтером. Шкала Рихтера — наиболее объективный, широко используемый показатель сравнительной величины землетрясений. По К. Е. Буллену, M — есть десятичный логарифм максимальной амплитуды колебаний (измеряемой в микронах), записанной на сейсмограмме стандартным сейсмографом на расстоянии 100 км от эпицентра. Вычисляется по эмпирической формуле $E=a+b\mathrm{M}$, где a и b — некоторые числовые более или менее постоянные коэффициенты, приблизительно равные соответственно 4 и 1,6.

Наиболее употребительны следующие шкалы: M_L — локальных магнитуд, в которой за магнитуду толчка принимается логарифм максимальной амплитуды, выраженной в микронах по записи сейсмографа с учетом эпицентрального расстояния.

M_{LH} — телесейсмическая магнитудная шкала для классификации удаленных землетрясений. Магнитуда определяется по величине логарифма колебаний почвы с учетом не только энергии землетрясений, но и глубины очага h.

M_{Pv} — магнитудная классификация по поверхностным волнам. Принимается при сейсмическом районировании. Слабейшие ощущаемые толчки в зоне эпицентра землетрясения имеют магнитуду 1,5. Магнитуда наиболее сильных известных землетрясений оценивается в $8^3/_4$.

Зависимость между M и I_0 неоднозначна и определяется значением h. Чем больше h, тем слабее будет землетрясение на поверхности. При этом на интенсивность сейсмических колебаний влияет состояние грунтов: в плотных породах она меньше, в водонасыщенных — больше.

О природе импульсных движений и механизме сейсмического процесса. Под влиянием геостатического (гидростатического) давления (P) горные породы накапливают упругую энергию и приобретают *напряженное состояние. Накопление этой энергии будет ограничиваться* прочностью горных пород на скалывание (которая имеет порядок 10^9 дин/см^2 на глубинах до 20 км) и проявлением неупругих процессов при возрастании разности напряжений, в частности, процессов релаксации напряжений, которые будут ограничивать накопление упругой энергии как по величине, так и во времени. Как показали П. В. Бриджмен, В. К. Кучай, В. С. Пономарев, в условиях гидростатического сжатия горные породы увеличивают прочность, повышают предел упругости, который увеличивается пропорционально давлению. Вследствие упругого деформирования объема — дилатации может накапливаться теоретически неограниченное количество упругой энергии, которая в естественных условиях определяется величиной P и действием тектонических сил. При проявлении релаксации напряжений, связанной с упругим изменением объема (дисторсией), напряженное состояние уменьшается. А когда со временем дисторсия прекращается, при постоянном P горные породы могут сохранять часть накопленной упругой энергии теоретически неограниченно долго. Таким образом, вследствие дилатации горные породы накапливают значительные запасы потенциальной энергии. Образуются геодинамические поля [36], где напряжения превышают давление P. Высвобождение этой энергии может происходить при нарушении гидростатически напряженного состояния под влиянием изменения нагрузки процессами денудации и аккумуляции и тектонических процессов, приводящих к нарушению сплошности горных пород — разрыву.

Рис. 95. Сейсмический элемент, накапливающий и излучающий энергию. По Ю. В. Ризниченко

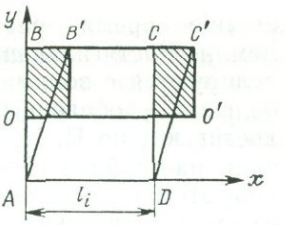
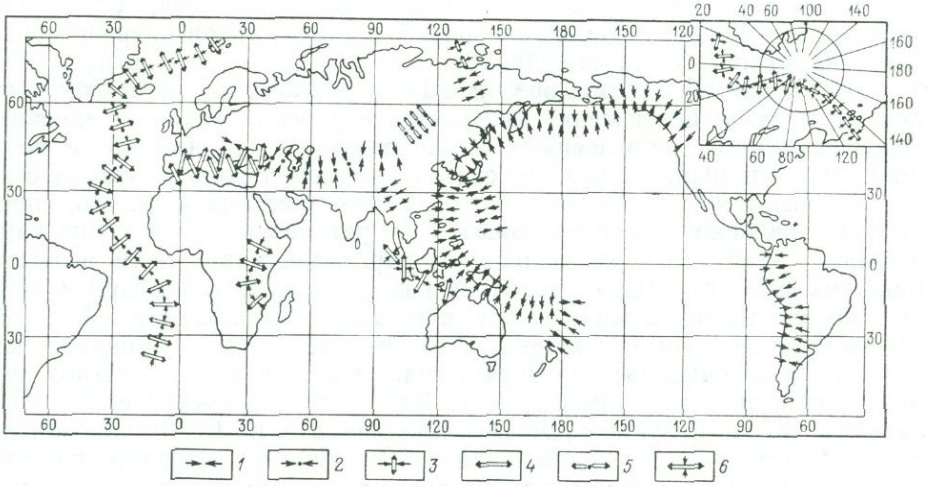


Рис. 96. Ориентация главных осей напряжений в поле упругих напряжений Земли. По А. В. Введенской

1, 2, 3 — наибольшие относительные сжатия; *4, 5, 6* — то же, растяжения, ориентированные горизонтально и вкрест простирания структур



Хрупко разрушаясь, при накоплении деформации упруго деформированные породы способны выделять накопленную энергию в виде сейсмических волн. Если представить себе один из сейсмических элементов в виде элементарного кубика горной породы (рис. 95) с длиной ребра l_i, ориентированного по осям координат, его положение *ABCD* отражает начальное недеформированное состояние. Испытывая дилатацию, после достижения предельной деформации ($\varepsilon_{макс}$), кубик упруго деформируется, переходя в параллелепипед, приобретая форму *AB'C'D*, накапливая при этом потенциальную упругую энергию. При достижении предельного скалывающего напряжения $\tau_{макс}=h\varepsilon_{макс}$, где h — модуль сдвига.

После разрыва по плоскости OO_1 происходит высвобождение упругой энергии с образованием трещины. Последние возникают в разное время и в разных местах среды. Максимальная величина потенциальной упругой энергии будет определяться выражением: $E_i=\tau_{макс}\cdot\varepsilon_{макс}\times\times l_i^3/2$, где l_i^3 — объем куба.

При благоприятных геоморфологических и тектонофизических условиях как бы «запечатанная» в недрах потенциальная упругая энергия может высвобождаться в виде энергии землетрясений.

По существующим представлениям, в геодинамических полях преобладают силы сжатия. Они характерны примерно для 85 % всех сравнительно сильных землетрясений. Только несколько процентов падает на растяжение. Эта разница подчеркивается количеством суммарной сейсмической энергии, освобождаемой в зонах сжатия и зонах растяжения. Имеющиеся немногочисленные данные показывают, что в на-

стоящее время растяжение охватывает примерно 5 % поверхности Земли. Растягивающие напряжения имеют локальный характер и коррелируются с зонами трещиноватости и дробления горных пород. Наибольшие добавочные (к геостатическому) напряжения $(\sigma_1+\sigma_2)/2-P$ достигают, по П. Н. Кропоткину и Б. И. Фролову, максимальной величины на глубине 15—40 км, где они приближаются к 2000÷3500 кг/см². При этом на основании изучения барических минеральных ассоциаций в метаморфических породах выявляется, по данным А. Миясиро, что во время образования многих комплексов динамометаморфических пород давление в коре, вероятно, было выше названных цифр. На этом же уровне (15—40 км) выделяется более 60 % суммарной энергии землетрясений на нашей планете [28, 36].

По мнению И. Г. Симбиревой и П. Н. Николаева, зависимость напряжений от глубины меняется и имеет вид осциллирующей кривой с чередованием зон повышенных и пониженных напряжений. Участки аномально высокой напряженности горных пород коррелируются с зонами повышенной сейсмической активности, местами с зонами повышенных значений теплового потока. Как установлено, в этих же районах оси сжатия (σ_3) ориентированы перпендикулярно осям неотектонических поднятий (Скандинавские горы, Урал, Алтай и др.) и осям положительных и отрицательных изостатических аномалий [28, 36]. То же выявляется и из анализа геодезических данных по современным деформациям (Япония) и сейсмологических. Анализ механизмов землетрясений позволил в 1972 г. А. В. Введенской совместно с Л. М. Балакиной, Н. В. Голубевой, Л. А. Мишариной и Е. И. Широковой построить карту упругих напряжений Земли. Из рис. 96 видно, что поле упругих напряжений имеет планетарный характер; наиболее сейсмически активная область Земли — Тихоокеанский сейсмический пояс — находится в условиях горизонтального одностороннего сжатия. Рифтовые же структуры Земли (Срединноокеанический хребет, Восточно-Африканский и Байкальский рифты) находятся в условиях горизонтального растяжения.

Существование глобального поля сжимающих напряжений Н. Хаст и П. Н. Кропоткин объясняют продолжающимся и в настоящее время сокращением радиуса Земли. Однако натурные определения напряжений имеют столь значительный разброс точек, что, по мнению Н. К. Булена, осреднение их одной линейной зависимостью, как это делают указанные авторы, практически невозможно. Поэтому представление о глобальном преобладании горизонтальных напряжений сжатия, очевидно, требует дальнейших подтверждений.

Механизм сейсмических явлений очень сложен. В результате различных процессов в недрах Земли накапливается упругое напряжение. Среда, где происходят эти явления, носит название очага землетрясения. Очаг, генерирующий импульсные тектонические движения, рассматривается как часть пространства, внутри которого происходят разрывы и интенсивные неупругие деформации, приводящие к землетрясениям, быстрые непрерывные движения среды — пластичные и другие, имеющие необратимый или медленно обратимый характер, различное распределение напряженного состояния, обусловленное разрывами, с участками повышенных и пониженных напряжений (рис. 97). Границы очага условны. Форма и размеры его очень различны и определяются особенностями поля напряжений. Касательные напряжения вокруг разрыва в одних случаях снижаются, а других — повышаются. На концах разрывов, по данным изучения на моделях, напряжения сильно по-

вышаются. При образовании разрывов сложной формы распределение напряжений вокруг них оказывается особо сложным. За пределами объема очага пространство характеризуется накоплением упругой энергии. По размерам оно может быть намного больше очага землетрясения. Это подтверждается изменениями наклонов земной поверхности перед сильными землетрясениями на расстояниях в несколько сотен и тысяч километров от эпицентра, а также повторными нивелировками, выявляющими деформации земной коры, предшествующие землетрясению. Очаговая область Ташкентского землетрясения 1966 г. показана на рис. 98.

Механизм очага до настоящего времени остается не установленным. Существует несколько гипотез, в той или иной мере согласующихся с накопленным фактическим материалом. В 1911 г. была предложена модель возникновения землетрясений от «упругой отдачи» при сколовой деформации, разработанная Х. Рейдом. Там, где напряжения превосходят предел прочности горных пород, возникают очаги землетрясений. Но напряжения разрыва не могут меняться в очень широких пределах. Образующиеся же землетрясения имеют широкий диапазон по выделяющейся энергии. Для Аляскинского землетрясения 1964 г. ($M=8\,^1/_2$) выделившаяся энергия оказалась равной 10^{18} Дж, или эквивалентной энергии подземного взрыва 100 ядерных бомб до 100 мегатонн каждая. Энергия таких землетрясений в 10^{10} раз превосходит энергию слабых сейсмических толчков. Был сделан важный вывод, что энергия землетрясений в основном определяется не напряжением и накоплением деформаций, а размерами той области, внутри которой в результате землетрясений исчезают сдвиговые напряжения. Были выведены эмпирические соотношения между длиной разлома и амплитудой землетрясений (рис. 99). Установлено, что освобождающаяся энергия и магнитуда толчка определяются только объемом очага. Отсюда один из наиболее вероятных механизмов образования очага крупного землетрясения состоит в «вспарывании» сейсмического шва. Разрыв, начавшийся в зоне концентрации напряжений, с огромной скоростью (до 3—4 км/с) распространяется на значительную часть или весь активизированный или вновь образовавшийся разрыв. Определение средних скоростей такого «вспарывания» сейсмическими методами показало, что они изменяются в довольно широких пределах для землетрясений разной силы. Например, для толчков с $M \geqslant 7$ среднее значение $v_{всп}$ колеблется в диапазоне 1,9—4,9 км/с; а для землетрясений меньшей силы ($M<7$) в диапазоне 3,1—7,8 км/с, что намного превосходит скорость поперечных волн. Такие скорости возможны при разрушении среды в очагах землетрясений. При этом оказалось, что скорость «вспарывания» шва цунамиопасных землетрясений для толчков одинаковой магнитуды примерно в 1,5 раза ниже, чем соответствующие скорости нецунамигенных разрывов.

Энергия, выделяющаяся при землетрясении, расходуется не только на возбуждение сейсмических волн. В очаге она затрачивается на проявление пластических деформаций, преодоление сил трения и другие процессы. Часть энергии превращается в тепло. Существует мнение, что оно в 100 раз и более превышает энергию сейсмических волн и способно значительно увеличивать тепловой поток. При очень сильном землетрясении в очаге могут перемещаться громадные объемы горных масс, что может привести к некоторым изменениям поля силы тяжести (Аляскинское землетрясение 1964 г.). Поскольку горные породы, слагающие земную кору, магнитоактивны и обладают электропровод-

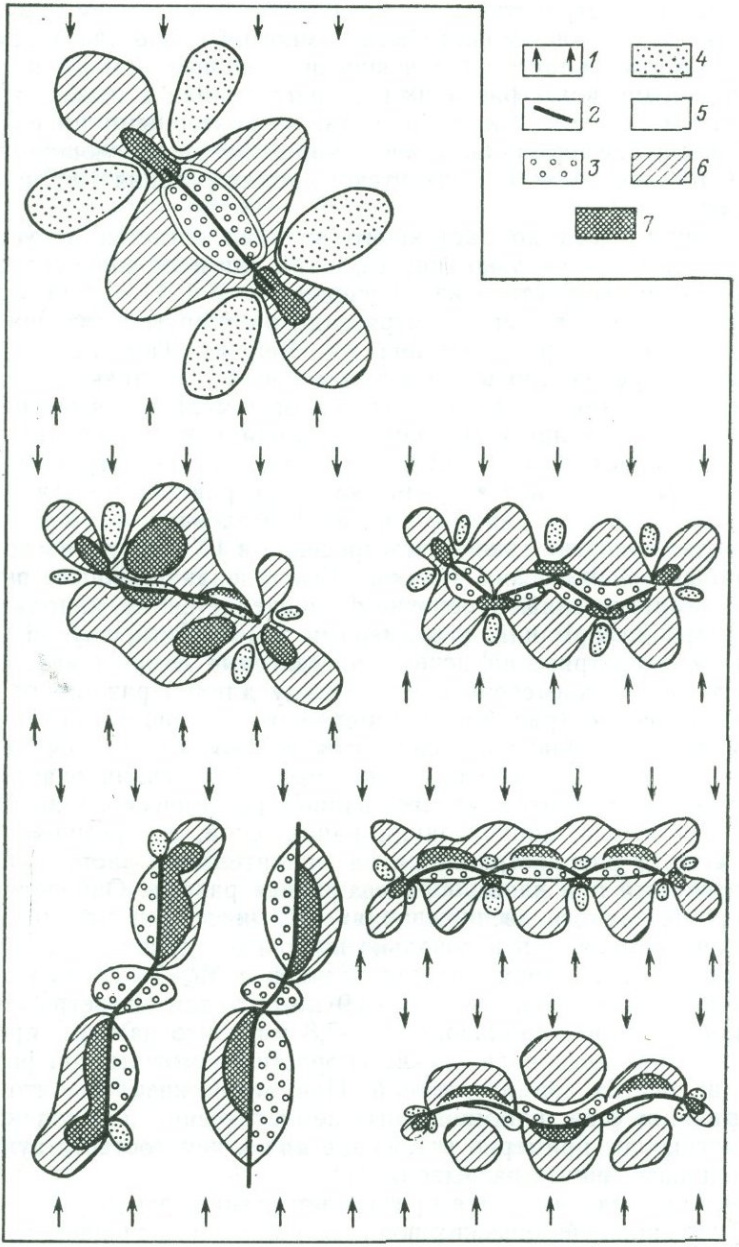


Рис. 97. Формы очагов землетрясений и влияние ориентировки ранее образованных разрывов на величину максимальных касательных напряжений. По М. В. Гзовскому

1 — направление общего наибольшего равномерного сжатия; *2* — ранее образованные разрывы; *3* — снижение величины касательных напряжений в среднем на 40 %; *4* — то же, на 20 %; *5* — отсутствие влияния; *6* — повышение величины напряжений в среднем на 15 %; *7* — то же, на 25 %

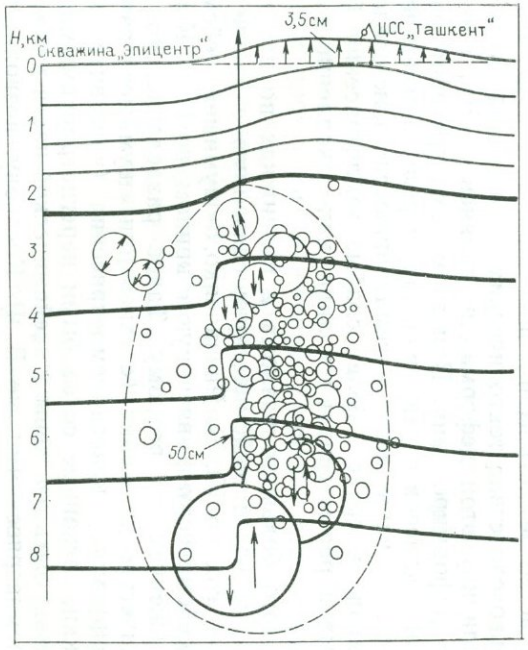


Рис. 98. Очаговая область Ташкентского землетрясения под городом. По В. И. Уломову

Кружками отмечено место главного толчка и афтершоков; стрелками в кружках — направление подвижек; стрелки у поверхности — величина вспучивания по данным повторного нивелирования

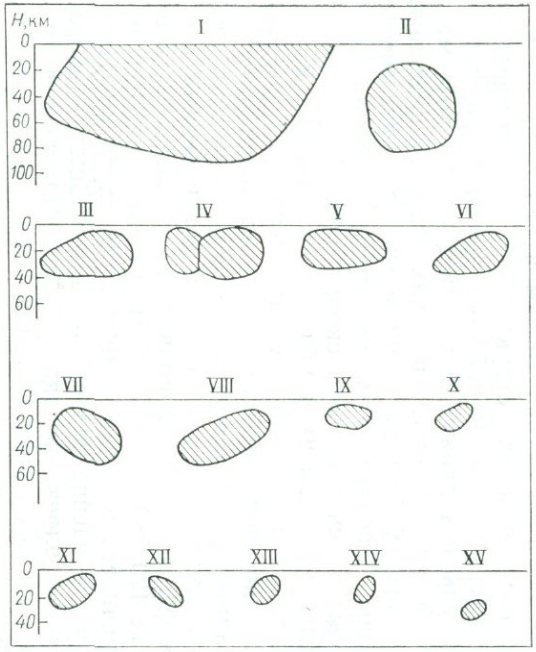


Рис. 99. Положение, форма и соотношение размеров очагов сильнейших землетрясений XX в. на территории СССР. По Н. В. Шебалину

Землетрясения: I — Кебинское, 1911 г., М-8,3; II — Красноводское, 1895 г., М-8,2; III — Хаитское, 1949 г., М-7,5; IV — Каратагское, 1907 г., М-7,2; V — Ашхабадское, 1948 г., М-7,3; VI — Шемахинское, 1902 г., М-6,9; VII — Крымское, 1927 г., М-6,8; VIII — Казанджикское, 1946 г., М-6,75; IX — Дагестанское, 1970 г., М-6,6; X — Зангезурское, 1931 г., М-6,7; XI — Гармское, 1941 г., М-6,5; XII — Чхалтинское, 1963 г., М-6,2; XIII — Андижанское, 1902 г., М-6,0; XIV — Горийское, 1920 г., М-5,75; XV — Анапское, 1966 г., М-5,3

ностью, в процессе землетрясения в его эпицентре происходят изменения магнитного и электрического полей.

Импульсные движения в виде землетрясений регистрируются сейсмическими станциями (ежегодно около 100 тысяч землетрясений). Но они очень различны по интенсивности и по количеству выделяемой энергии. Около 80 % всей энергии падает на глубины от 0 до 60 км. При этом большая часть очагов локализована на глубинах 5—30 км, хотя зафиксированы очаги до глубин 700 км и более. Неизбежен вывод, что у разных геологических структур разного геофизического строения и в разной термодинамической обстановке, на разных глубинах зарождения импульсных движений действуют различные механизмы. На больших глубинах, в областях высоких давлений и температур, механизм, предложенный Х. Рейдом, значительно осложняется. В этих условиях, по мнению Ороуэна, возможно проявление пластического сдвига твердой среды за счет вязкого скольжения. Одной из причин пластического сдвига на больших глубинах могут являться местные расплавления горных пород в результате накопления упругой энергии. При объяснении причин глубокофокусных землетрясений помимо соображений, высказанных В. Н. Жарковым, следует иметь в виду разную температуру охлаждения под океанами и континентами, которая, по расчетам Т. Джеффриса, должна вызвать на границе континента и океана (на глубинах 400 км) особо сильные напряжения — до 10^7 Па, что превосходит прочность материала на данных глубинах. При этом нужно иметь в виду увеличение периода вращения Земли, которое вызывает напряжения в оболочке порядка 10^7 Па. Наконец, возможное наличие конвекционных токов внутри Земли вследствие разности температур между ядром и поверхностью и между дном океана и континентальными частицами, по расчетам, также может вызвать тангенциальные напряжения в оболочке порядка 10^6 Па. По мнению Е. Ф. Саваренского, глубокофокусные землетрясения могут быть следствием полиморфных изменений вещества, например рекристаллизации, изменения упаковки, т. е. кристаллической структуры, что сопровождается выделением или поглощением энергии, как при фазовых переходах вещества (например, из твердого в жидкое).

Однако большинство землетрясений поверхностные; они представляют собой не только следствие тектонических деформаций, но и сами вносят вклад в величину этой деформации, являясь частью процесса квазипластического деформирования. При этом землетрясения разной интенсивности, разных классов играют различную роль. Землетрясения выше некоторого класса чаще всего рассматриваются как следствие дискретных разрывов в среде; более слабые землетрясения будут как бы «размазаны» и рассматриваются лишь как накопление деформаций этой среды.

В пределах одного большого разлома в подвижках по нему сейсмологи выделяют две части: сейсмическую, связанную с излучением сейсмических волн — это, по Ю. В. Ризниченко, «шумные» сейсмические движения и асейсмическую, связанную с крипом, по В. В. Кострову,— «тихим» скольжением по разлому. Такое разделение, конечно, чисто условно, и качество движения («тихие» или «шумные») зависит от уровня регистрируемого класса землетрясения (чувствительности приборов). Подвижки, связанные со слабыми нерегистрируемыми землетрясениями, должны быть отнесены к асейсмической части движения. Наблюдения над землетрясениями, по В. В. Кострову, позволяют получить величину только сейсмической части подвижки. Таким образом,

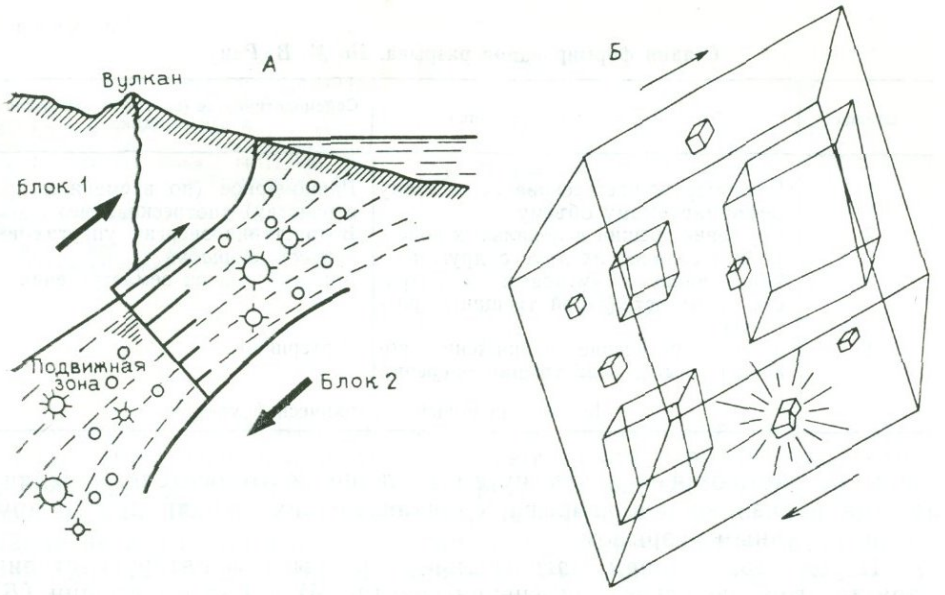


Рис. 100. Схема сейсмического течения горных масс. По Ю. В. Ризниченко

А — схема процесса в природе. Кружки разных размеров — гипоцентры землетрясений. *Б* — расчетная модель, позволяющая установить количественную связь между показателями очаговой сейсмичности и скоростью деформаций в недрах, где происходит течение. Отдельные кубики — расчетные сейсмические элементы

в тектоническом крипе могут быть выделены две части: непрерывно пластическое течение и разрывно непрерывное течение, которое Ю. В. Ризниченко назвал сейсмическим течением горных масс (рис. 100). Идеи, развиваемые упомянутыми авторами, в науке появились в начале 50-х годов и связаны с именами сейсмологов Х. Беньоффа, К. Буллена и Бруна. Однако они продолжают развиваться геологами М. В. Рацем, С. Н. Чернышовым, М. Н. Погребенским, С. И. Шерманом и др.

Разрывы проявляются при разной величине напряжений и, как полагал М. В. Гзовский [14], в соответствии с теорией длительной прочности, по которой для разрушения горных пород требуется определенное сочетание величины напряжения (τ) с длительностью ее действия. Кроме того, необходимо учитывать температуру и давление (в соответствии с гипотезой О. Моора), а также величину, знак и направление напряжений, которые меняются во времени в соответствии с характером проявления движений. Периоды этих изменений очень различны (от нескольких лет до десятков миллионов лет).

Развивая представления М. В. Гзовского об образовании тектонических разрывов, М. В. Рац выделил стадии, которые сопоставляются с соответствующими сейсмологическими проявлениями (табл. 8).

Новый иерархический уровень рассматривается М. В. Рацем как разрыв, возникший на предыдущем этапе, который оказывается одним из составляющих нового, более крупного разрыва, проходящего те же стадии. Помимо этого следует иметь в виду дополнительный механизм, выражающийся в непосредственном разрастании разрыва в длину (с одновременным ростом амплитуды смещения крыльев), которое может происходить скачкообразно или постепенно — путем крипа. Тре-

Таблица 8

Стадии формирования разрыва. По М. В. Рацу

Стадия	Геологическая характеристика	Сейсмологическая (сейсмоакустическая) характеристика
1	Равномерное растрескивание по всему деформируемому объему	Равномерное (по времени и пространству) «потрескивание»
2	Сгущение трещин в локальных зонах, рост и слияние их друг с другом	Возрастание энергии упругих импульсов, форшоки
3	Образование и «мгновенное» разрастание магистральной трещины (разрыва)	Главный толчок землетрясения
4	Перераспределение напряжений вокруг разрыва, рост трещин оперения	Афтершоки
	Переход на новый иерархический уровень	

щины разрастаются в длину путем поглощения относительно мелких трещин вблизи концов разрыва, слияния мелких трещин друг с другом и с крупным разрывом.

Перед образованием магистрального разрыва во вторую стадию характер горизонтального смещения грунта (*А*) и густота трещин (*Б*) как функции растяжения до разлома качественно те же, что и характер деформаций земной поверхности после сильных землетрясений (рис. 101, *А*, *Б*). Интересно, что горизонтальные смещения по разлому Сан-Андреас, выявляемые геодезическими методами, сосредоточены также в узкой зоне. На расстоянии 10 км от разлома деформация составляет всего 0,086 максимальной в центральной части. Концентрация горизонтальных деформаций в такой близости от разлома (по данным повторных нивелировок) вызвана уменьшением жесткости перемещающихся блоков, что может быть обусловлено многочисленными трещинами. Зону горизонтальных смещений можно рассматривать как результат накопления и суммирования мелких смещений при бесконечных слабых (элементарных) импульсных движениях, ответственных за «сейсмическое течение» и проявление непрерывно пластического течения — «шумные» и «тихие» движения (рис. 101, *В*).

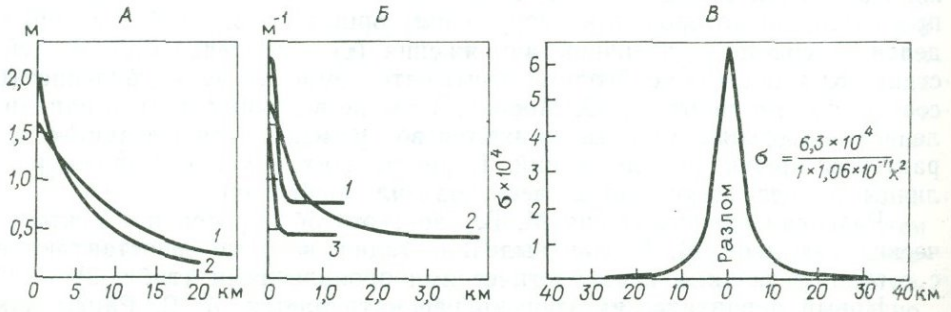


Рис. 101. Горизонтальное смещение грунта (*А*, в м) и густота трещин (*Б*, в $м^{-1}$) как функция расстояния до разлома (по М. В. Рацу); *В* — график деформаций (σ) поперек зоны разлома Сан-Андреас непосредственно перед Сан-Францисским землетрясением 1906 г. По Х. Беньоффу

А: *1* — геодезические данные по землетрясениям Танго, 1927 г.; *2* — землетрясение Иду, 1930 г. (аппроксимирующие кривые Чиннери и Петрака). *Б* — геологические данные по разломам Таджикистана: *1* — Гулизинданскому, *2* — Вахшскому, *3* — безымянному в долине р. Вахш

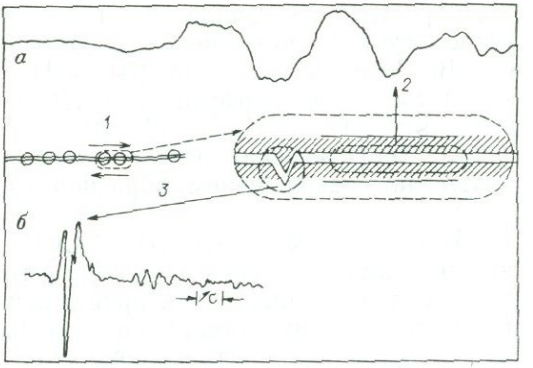


Рис. 102. Часть очага землетрясения с афтершоками на относительно гладком участке и в зоне зацепа. По Н. В. Шебалину

Запись очень «мягкого» (*а*) и очень «жесткого» (*б*) афтершоков Кумдагского землетрясения 14.III.1983 г., 12 ч. 12 м (Западная Туркмения): *а* — 18.IV.1983 г., 01 ч. 25 м, М-5,3, R=18 км; *б* — 22.III.1983 г., 18 ч. 32 м, М-4,4, R=10 км. *1* — главная трещина и очаги афтершоков; *2* — медленное проскальзывание; *3* — срыв зацепа

В 1984 г. Н. В. Шебалин предложил ряд дополнений для модели очага землетрясения, которые объясняют короткопериодные колебания с большими ускорениями, особенно разрушительными для инженерных сооружений. По его представлениям, за излучение разрушающих колебаний несет ответственность не очаг в целом, а совокупность осложнений вдоль главного разрыва. При этом различные кинематические типы разломов (сдвиг, сброс, надвиг) порождают различие в интенсивности короткопериодного излучения (при горизонтальном растяжении они меньше, чем при сжатии). Гладкие участки очага вдоль главного разрыва чередуются с «зацепами», мешающими полусвободному сползанию крыльев разрыва (крипу). По данным сейсмограмм хорошо выявляются шероховатости — зацепы и гладкие участки. При этом афтершоки с очагами выявляются как в местах почти свободного скольжения, так и в местах зацепов (рис. 102). На гладких участках процессы в очаге при $M \approx 5$ длятся более 10 с, что отвечает «медленному» землетрясению. В местах зацепов афтершоки почти обычны, хотя чрезвычайная краткость и жесткость процесса приводит к тому, что при той же интенсивности толчка около 5 баллов максимальное ускорение достигает $0{,}3\,g$.

В линейных структурах последовательные импульсы землетрясений в сочетании с медленными подвижками постепенно выглаживают зеркало разлома, уменьшая его шероховатость. Это свойственно древним зонам разломов, которые при равных магнитудах менее опасны, чем молодые, имеющие большое количество зацепов, являющихся источником короткопериодных разрушительных колебаний. Особо сильные землетрясения для данной зоны способны срезать, дробить породу, ликвидируя все зацепы. Происходит медленное развитие (крип). Поэтому повторение сильного землетрясения в данной геологической ситуации становится невозможным, что типично для континентальных шовных зон (Ашхабадское землетрясение 1948 г.).

Срыв зацепа, как указывает Н. В. Шебалин,— процесс необратимый. Однако развитие поперечных структур может нарушить выработанную поверхность разлома и создать новый зацеп. Наибольшие катастрофические последствия возникают у землетрясений с очагами, лежащими в непосредственной близости от земной поверхности (см. рис. 99).

Новые идеи о происхождении импульсных движений. Развитие экспериментальных работ по выявлению механического поведения горных пород при повышенных давлениях и температурах позволило выявить закономерности трещинообразования и их роль в формировании

землетрясений. В начале 70-х годов появились две новые модели: лавинно неустойчивого трещинообразования (ЛНТ), с 1975 г. развиваемая В. И. Мячкиным и др. [34] в Институте физики Земли АН СССР, и дилатансионно-диффузионная (ДД), предложенная в 1973 г. американскими сейсмологами (К. Шольцем, Л. Сайксом, Д. Андерсеном и др.). Теоретический основой этих моделей явились лабораторные опыты над разрушением образцов горных пород и натурные наблюдения.

Изучение землетрясений в СССР и США показало, что отношение сейсмических скоростей v_P/v_S перед толчком уменьшается до аномально низких величин. Толчок происходит сразу после возвращения отношения v_P/v_S к их нормальной величине. По дилатансионно-диффузионной модели было установлено, что сухая порода и обводненная ведут себя по-разному. Процесс происходит в несколько стадий (рис. 103). Перед разрушением образец горной породы претерпевает неупругое объемное увеличение вследствие возникновения множества микроскопических трещин. Это явление было названо дилатансией (неупругое изменение объема). Расширение приводило к потере воды во вновь образующихся порах и трещинах, что обусловливало уменьшение скоростей продольных волн v_P и не влияло на поперечные волны v_S. Отношение v_P/v_S уменьшалось. Затем вследствие диффузии и подтока жидкости со стороны порода обводнялась. Соотношение v_P/v_S к этому времени возвращалось к исходной величине. Весь процесс происходит на фоне постепенно продолжающейся аккумуляции тектонических напряжений, вызывающих увеличение эффективной напряженности. При заполнении пор и вновь образовавшихся трещин водой внутрипоровое давление является той критической добавкой, которая приводит в действие триггерный (спусковой) механизм с образованием толчка землетрясения. Такова сущность модели ДД. При этом считается, что главный действующий фактор в этом процессе не тектонические напряжения, а изменяющиеся свойства среды, величина внутрипорового давления; тектоническая обстановка при этом оттесняется на второй план.

Увеличение объема породы перед разрывом впервые было отмечено Бриджменом экспериментально при одноосном сжатии мрамора. Сначала объем уменьшается с увеличением сжимающих сил. При больших напряжениях происходит увеличение объема. Это явление наблюдалось при экспериментах на многих материалах (сталь, мыльный камень, тальк, диабаз, гранит), связывается оно с разрушением структуры материала перед разрывом и сопровождается резким падением упругих модулей в направлении, перпендикулярном сжатию. Снижение упругих модулей и скоростей распространения упругих волн отмечалось в гранитах, песчанике, известняке, каменной соли. Этим объясняется снижение скоростей распространения сейсмических волн перед землетрясением, которое должно быть наиболее значительным в направлении, перпендикулярном осям сжатия. По данным лабораторных опытов описанный эффект выявлен и для гранитов; его можно ожидать в земной коре до глубин 15÷20 км.

Процесс подготовки землетрясения с позиций лавинно неустойчивой модели трещинообразования (ЛНТ) происходит также в несколько стадий (рис. 104). На первой стадии под действием равномерно усиливающегося напряжения число и размеры трещин в горных породах медленно нарастают. Перед катастрофическим землетрясением эта стадия длится сотни и тысячи лет, в то время как в последующую стадию — всего около десятка лет. При переходе ко второй стадии расстоя-

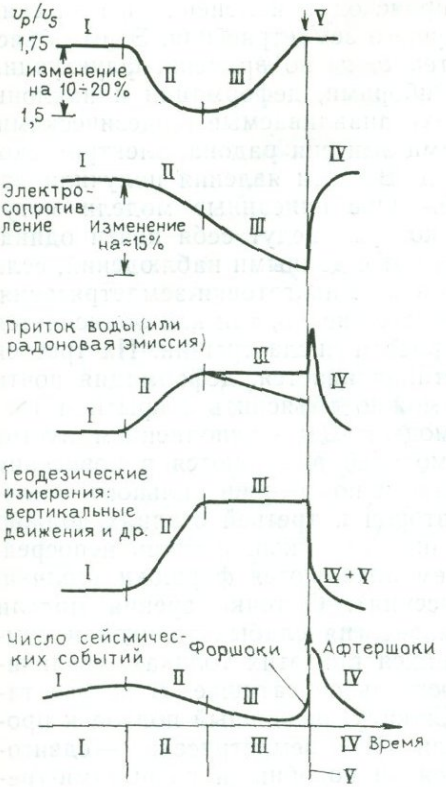


Рис. 103. Изменение физических параметров по модели ДД. По К. Шольцу, Л. Сайксу и др.

Стадии сейсмического цикла: I — нарастание упругой деформации; II — преобладание дилатансии; III — преобладание притока воды; IV — афтершоки; V — землетрясение и внезапный сброс напряжения

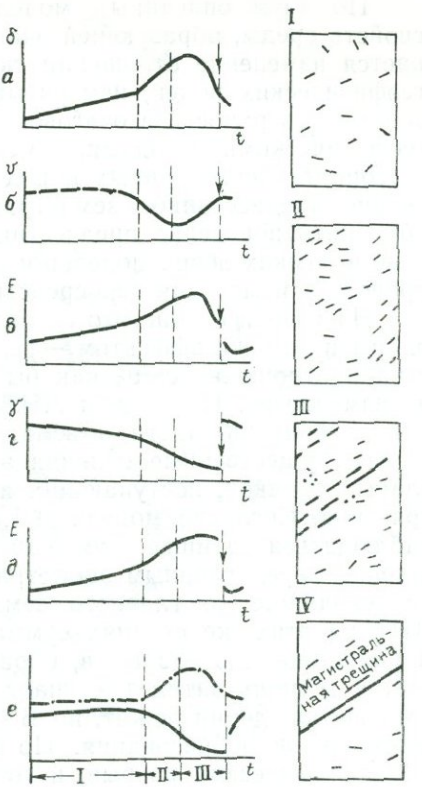


Рис. 104. Изменение физических параметров по модели ЛНТ. По В. И. Мячкину и др.

I, II, III, IV — стадии развития разрушения: *а* — деформация; *б* — скорости сейсмических волн; *в* — среднее значение общей площади поверхности трещин; *г* — наклон графика зависимости частота — магнитуда; *д* — пористость, радоновая эмиссия; *е* — электросопротивление; С — сухие породы; Н — насыщенные породы

ние между вновь образующимися трещинами уменьшается и они начинают взаимодействовать. Число трещин лавинообразно растет. Поле напряжений внутри области подготовки землетрясения становится неоднородным. Это приводит к тому, что в процесс вовлекаются новые группы трещин и затормаживается развитие тех, которые оказались в местах ослабленных напряжений. Скорость деформации резко возрастает, а средние макронапряжения в занятом трещинами объеме начинают ослабевать. Разрушающийся объем заключен внутри еще большего объема, который как бы принимает часть нагрузки от ослабленной, растрескивающейся части, где зарождается разрыв. Процесс трещинообразования неустойчив и не может продолжаться во всем объеме. Он или затухает или концентрируется в узкой зоне (третья стадия), где формируется несколько больших трещин. В это время трещины на периферии перестают развиваться, закрываются, частично как бы залечиваются. В узкой зоне отдельные трещины объединяются и образуют магистральный разрыв, который резко сбрасывает напряжения. Возникают мощные упругие волны, происходит землетрясение.

По двум описанным моделям происходит изменение физических свойств среды, образующей очаг будущего землетрясения. Этим объясняется изменение отношений скоростей v_P/v_S во времени, флуктуации геофизических полей, измеряемых приборами, деформации и наклоны земной поверхности в очаговой зоне, устанавливаемые геодезическими, геофизическими методами, изменениями эмиссии радона, электрического сопротивления горных пород и т. д. Все эти явления получили название предвестников землетрясений. Обе описанные модели могут объяснить поведение предвестников, которые ведут себя почти одинаково в рамках обеих моделей и совпадают с данными наблюдений, если проводить измерения непосредственно в зоне подготовки землетрясения.

На второй стадии это совпадение естественно, так как объясняется одним и тем же эффектом — резким ростом числа трещин. На третьей стадии отношение v_P/v_S как бы восстанавливается, деформация почти не изменяется. По модели ЛНТ это можно объяснить закрытием трещин в бóльшей части объема; по модели ДД — заполнением пустот водой. Существенные отличия этих моделей выявляются в поведении слабых толчков, поступающих из области подготовки сильного землетрясения. Согласно модели ДД, на второй и третьей стадиях должно наблюдаться затишье — уменьшение числа толчков, и лишь непосредственно перед главным землетрясением появляются форшоки (толчки, происходящие до главного землетрясения). С точки зрения модели ЛНТ на этих же стадиях суммарная энергия слабых толчков и суммарная площадь разрывов, образующихся при этих толчках, увеличивается и лишь затем наступает относительное затишье. В основе такого несовпадения лежит, по В. И. Мячкину, различный подход к процессу трещинообразования. По модели ЛНТ землетрясение — сдвиговый динамический разрыв, и готовится он подобными разрывами-трещинами, но меньшего размера; согласно модели ДД сдвиговые разрывы при землетрясениях готовятся отрывными трещинами, а слабые толчки, так же как и сильные,— следствие этих отрывных трещин [34 и др.].

Описанные предвестники землетрясения обнаруживаются на протяжении месяцев и лет и этот период тем больше, чем сильнее готовящееся землетрясение. В большинстве случаев они представляют собой реакцию среды на вспарывание перемычек между разрывами в узкой зоне. Это тот же процесс, который предваряет крупные форшоки при объединении двух или нескольких больших трещин.

Можно отметить, что модель ДД не всегда подтверждается на практике. Так, при изучении землетрясения, в пустыне Мохова (Калифорния) в июне 1973 г. с $M=5{,}2$ не было зарегистрировано падения скорости сейсмических волн, предусматривающегося гипотезой дилатансии (Х. Канамари). По-видимому, зоны неупругого расширения пород, т. е. области дилатансии, нельзя рассматривать вне геологической структуры и строения. Как мы указывали [13], разрушение пород, сопровождающееся неупругим объемным увеличением, не может происходить во всем объеме массива. Аномалии с v_P/v_S в основном должны быть приурочены к зонам тектонических неоднородностей и к зонам потенциальных разломов. Дилатансию следует рассматривать как проявление тектонических деформаций, которые в большинстве случаев подчиняются блоковому строению земной коры, что не учитывает модель ДД. В связи с этим процессы диффузии — подтока жидкости со стороны — возможны только по системе трещиноватости, а не по поровым трещинам, пронизывающим всю породу. В конечном итоге причиной триггерного механизма будут изменения тектонических напря-

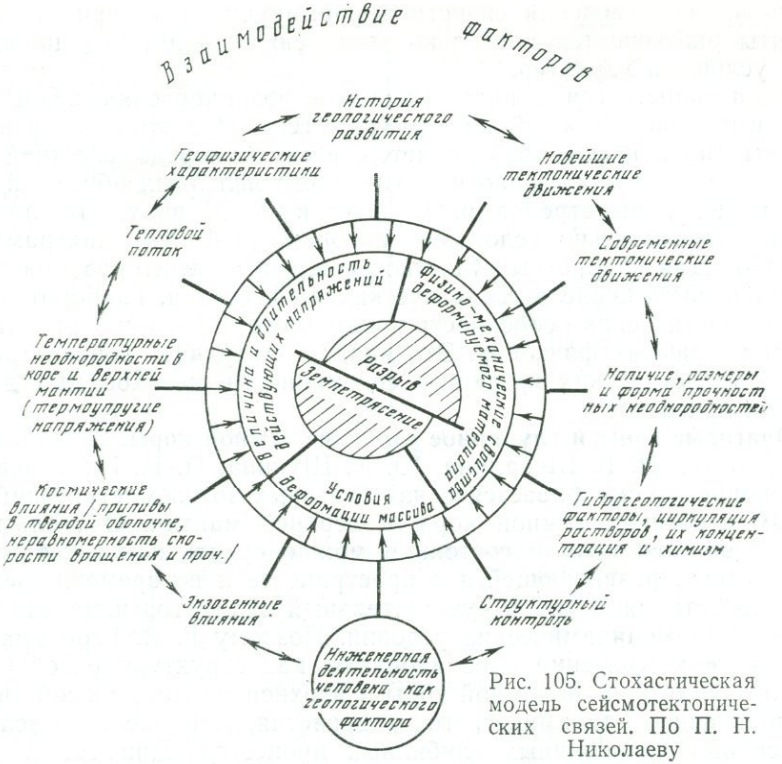


Рис. 105. Стохастическая модель сейсмотектонических связей. По П. Н. Николаеву

жений. Все процессы в зоне очага парагенетически связаны между собой, первопричиной же являются внутренние геологические процессы, управляющие тектоническими движениями, вызывающими деформации и напряженное состояние массивов горных пород.

Накопление упругой энергии идет за счет тектонических деформаций, изменяющих во времени свою скорость. Это обязывает нас рассматривать землетрясение как сложный геологический процесс. Поэтому считать, что образование магистрального разрыва — явление порогового типа, которое происходит, когда напряжение горных пород возрастает до величины, равной их критической прочности,— крайне упрощенно. Необходимо в предлагаемых моделях учитывать вероятностную связь и со многими другими явлениями и процессами, протекающими в геологическом пространстве, которые определяют возникновение землетрясения.

Согласно современным представлениям, горные породы характеризуются широким набором значений прочности, имеющим различную вероятность реализации в разных условиях. Кроме того, известна зависимость прочностных свойств от длительности действия нагрузки, типа напряженного состояния (вида деформации и соотношения главных нормальных напряжений, температуры, химического состава циркулирующих растворов, глубины залегания и т. д.). Очень существенна роль времени в процессах деформирования.

Прочность можно рассматривать в трех главных аспектах: 1) выяснять влияние скорости течения различных процессов; 2) определять время изменения условий, в которых происходит деформация, и 3) вы-

являть время изменения свойств деформируемого материала. Все эти моменты оказываются настолько тесно связанными, что приобретают чисто условный характер.

Если попытаться записать условия возникновения разрыва, они будут иметь вид сложной модели (рис. 105). При этом каждый из выделенных на ней факторов является, в свою очередь, сложной комбинацией других; существенно наличие многочисленных обратных связей, которые показаны стрелками. Следует иметь в виду, что природная картина значительно сложнее изображенной на диаграмме (см. рис. 105). Для конкретных участков каждый из факторов может иметь различное выражение в геологических процессах и, наоборот, одна и та же геологическая особенность конкретного района может быть следствием различных факторов. Это крайне затрудняет поиски так называемых геологических критериев сейсмичности, необходимых для конкретных прогнозов.

Очаговые зоны и глубинное строение земной коры. В последние годы в работах Н. В. Шебалина, Ю. К. Щукина, П. Н. Николаева и др. всесторонне рассматривается связь очаговых зон землетрясений с глубинным строением земной коры и верхней мантии. О геологической среде и ее современном состоянии можно судить как о геодинамической системе, развивающейся в пространстве и во времени. Землетрясения представляют собой чувствительный индикатор изменения структурных и термодинамических условий. Поэтому Г. В. Егоркина и другие очаг землетрясений рассматривают как структуру разобщения и разуплотнения блоков земной коры и верхней мантии, способствующую восстановлению динамического равновесия, нарушенного вследствие интенсивных современных глубинных процессов. При таком подходе оказывается возможным объемное, трехмерное описание сейсмогенных процессов, сопоставление их с глубинным геологическим строением, лучшее понимание физической сущности процессов в очагах землетрясений.

Многочисленные исследования [74] выявили динамическую, структурную и кинематическую дисгармонию между слоями литосферы. Обнаруживается тектоническая расслоенность с относительными перемещениями и деформациями в отдельных зонах и на разных глубинах. Новейшие структуры разных типов охватывают разные уровни литосферы, отражаясь в деформациях рельефа, приповерхностных слоях земной коры, фациях и мощностях отложений, в геофизических, геохимических полях и сейсмичности.

На примере Кавказа, являющегося одним из наиболее изученных сейсмически активных регионов, проведенный Г. В. Егоркиной и др. анализ позволил установить ряд закономерностей. Очаги крупных землетрясений приурочены к определенным блокам земной коры и располагаются вблизи зон крупных глубинных разломов. Форма изосейст строго контролируется сетью глубинных разломов, при этом продольная ось плоскости очага всегда оказывается направленной вдоль или параллельно наиболее активному в настоящее время глубинному разлому. Выявлено, что сейсмоактивные блоки земной коры характеризуются более контрастными, по сравнению с прилегающими участками скоростными (сейсмическими) параметрами геофизического разреза. Анализ геолого-геофизических данных позволил установить, что очаговые зоны Кавказа оказались приуроченными к зонам, где современная глубинная структура имеет четко выраженный «перекрестный» характер. Именно в зонах, где сопряженно развиваются структурные формы

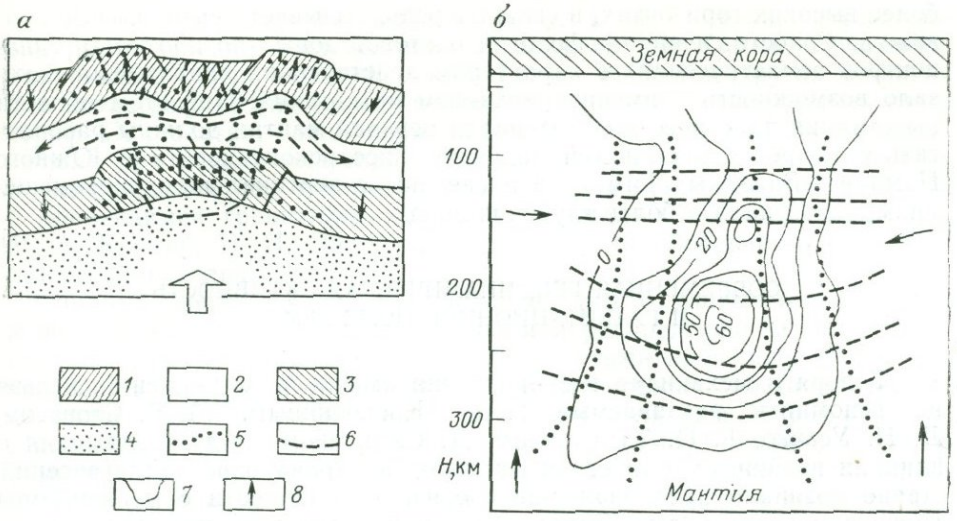


Рис. 106. Распределение осей главных нормальных напряжений в зоне Памиро-Гиндукушских землетрясений. По П. Н. Николаеву

а — для земной коры (масштаб произвольный); *б* — для верхней мантии; *1* — осадочный слой (0—10 км) со сложным дифференцированным полем напряжений; *2* — метаморфический и «гранитный» слой (10—25 км) — волновод с единой ориентировкой осей главных нормальных напряжений; *3* — «базальтовый» слой (25—45 км), ориентировка осей напряжений близка к слою: *1*; *4* — верхняя мантия; *5* — ось растяжения; *6* — ось сжатия; *7* — изолинии плотностей гипоцентров землетрясений; *8* — направление перемещения вещества

трех главных направлений: кавказского (северо-западного), антикавказского и субмеридионального, происходит концентрация напряжений. Они приурочиваются к узким протяженным зонам и узлам активного взаимодействия отдельных блоков. Разрядка этих напряжений сказывается в образовании разрывных смещений разного кинематического типа, генерирующих землетрясения. Отмечаются срывы и по некоторым субгоризонтальным границам, разделяющим дисгармонично формирующиеся горизонты земной коры.

Установлено, что очаги крупных землетрясений располагаются в верхней части земной коры на участках наиболее сложного ее строения. Интересным является вывод, что из 11 рассмотренных очагов землетрясений 6 оказались расположенными вблизи слоя низких сейсмических скоростей, 5 — в блоках без волноводов. При этом выяснилось, что три землетрясения из числа последних произошли после проведения ГСЗ, т. е. особенности среды, которые были изучены, по мнению Ю. К. Щукина и др., можно рассматривать как подготовительный период землетрясения (Джавахетское 1959 г.; Чхалтинское 1963 г.; Дагестанское 1970 г.). Два других землетрясения из этой серии произошли ранее проведения работ ГСЗ (Мемахинское 1902 г.; Горийское 1920 г.). Геологическая среда здесь находилась в периоде «залечивания», так же как и первая из указанных групп землетрясений.

В районе Памиро-Гиндукушских землетрясений (рис. 106) в пределах земной коры и верхней мантии по материалам П. Н. Николаева выделяется ряд структурно-деформационных этажей. Они характеризуются различными типом деформаций и полями напряжений с преобладающими то горизонтально, то вертикально ориентированными зонами активного сжатия. При этом вертикальные перемещения блоков вызывают горизонтальное перераспределение материала, которое на

более высоких горизонтах, в свою очередь, вызывает вертикальные подвижки. Сопоставление морфологии очаговой зоны (по плотности гипоцентров землетрясений) с характером действующих напряжений показало возможность применить механизм нагнетания. При этом области выжимания пластического материала верхней мантии должны располагаться в пределах областей поднятий Гиссарского хребта и Южного Памира — Западных Гималаев и связаны с вертикальными перемещениями материала в более глубоких зонах.

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ И ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ

Говоря о механизме возникновения импульсных движений, нельзя не вспомнить развиваемые П. Н. Кропоткиным, М. В. Стовасом, Д. Н. Усенко, Г. П. Тамразяном, Д. Симпсоном и др. положения о влиянии внешних космических факторов на проявление землетрясений. Давно возникло предположение о связи сейсмичности с меняющимся гравитационным полем Земли. Оно крайне дискуссионно. Однако история этих представлений поучительна.

Еще в конце XIX в. работы А. Перре по изучению распределения 23 тысяч дней с землетрясениями с 1750 по 1872 гг. позволили установить две эмпирические закономерности, которые М. В. Стовас и Д. Н. Усенко называют законами А. Перре. Первый закон, по которому число дней с землетрясениями возрастало при приближении Луны от квадратур к сизигиям, и второй закон — то же, при переходе от апогея к перигею, когда число дней с землетрясениями увеличивалось до 20 %. Эти закономерности получили высокую оценку известных ученых Франции того времени. В дальнейшем, будучи мало известными, выведенные закономерности или получали подтверждение со стороны ряда исследователей, или независимо, повторно, «открывались» в разных странах в течение первой половины XX века. К ним относятся и исследования Г. П. Тамразяна, на что в 1962 г. обратили внимание М. В. Стовас и Д. Н. Усенко.

Фигура Земли в своем вращательно-поступательном орбитальном движении вокруг Солнца находится в непрерывно меняющемся поле космического пространства, вызывая непрерывные изменения вектора ускорения и инерционных сил. Гравитационное поле солнечной системы изменяется во времени вследствие движения планет по эллиптическим орбитам с различными периодами обращения вокруг Солнца. Суммарное гравитационное воздействие Луны, Солнца и планет на Землю ведет не только к периодическим изменениям эксцентриситета ее орбиты и изменению наклона оси вращения, но и к изменению напряженного состояния фигуры под воздействием мощных приливообразующих сил, представляя внешний по отношению к планете Земля динамический фактор. Он определяется тем, что в апогее Луна на одну девятую часть дальше от Земли, чем в перигее, и поэтому гравитационное воздействие Луны на Землю в перигее выше, чем в апогее, на 37 %. Аналогично, приливная сила в сизигиях значительно больше, чем в квадратурах. Такие положения Луны в перигее и в сизигиях действуют, как «спусковой крючок», когда незначительное увеличение напряжения в перенапряженном коровом слое вызывает разрядку напряжений. На примерах Калифорнийских землетрясений это было проиллюстрировано М. Алленом.

В 1956 г. к таким же выводам пришел Г. П. Тамразян, рассматривая распределение землетрясений во времени для Крыма, Туркмении, Закавказья, северо-западной части Тихого океана и других районов. Все катастрофические землетрясения 1960 г.— года сейсмических катастроф XX столетия,— как указывают М. В. Стовас и Д. Н. Усенко, произошли при весьма благоприятных космических условиях — в перигее и сизигиях. Все это говорит в пользу указанной связи сейсмичности с меняющимся гравитационным полем Земли, хотя Г. П. Горшков, М. А. Кромер, Н. Н. Парийский и др. к этим обобщениям относятся резко отрицательно.

Форма геоида связана с процессами, происходящими в ядре Земли и нижней мантии, геомагнитным полем и распределением силы тяжести (см. гл. II). Сравнивая их с особенностями проявления современной геотектонической активности, Е. С. Штенгелов сопоставил данные по эпицентрам землетрясений и активным вулканам Мира, а также сейсмологические дуги и активные континентальные окраины с выступами и впадинами геоида (рис. 107). Оказалось, что все сейсмовулканические островные дуги (за исключением Карибских) и все активные континентальные окраины находятся в областях превышения геоида над геодезическим эллипсоидом. Выступы геоида характеризуются также более интенсивной сейсмичностью. В их пределах находится 82,7 % эпицентров землетрясений Мира с $M \geqslant 6$ за 1963—1977 гг. На выступах геоида сконцентрировано 85,5 % активных вулканов Мира, а также большинство областей наиболее интенсивного развития грязевого вулканизма (Азербайджан, Тамань, Керченский полуостров, Сахалин, Океания, Южная Америка). Кроме того, Е. С. Штенгелов указывает, что на выступах геоида преобладает поднятие морских берегов, а опускание их наблюдается главным образом во впадинах геоида.

При обобщении данных по современным горизонтальным движениям земной коры (повторные триангуляции, трилатерации, дальномерные измерения) по разным районам Мира, были выявлены скорости линейной дилатации (расширения или сжатия) земной поверхности в горизонтальной плоскости. Эти расчеты показали, что современное горизонтальное расширение преобладает над сжатием и более высокими скоростями расширения на выступах геоида. При этом почти все районы современного горизонтального сжатия поверхности приурочены к впадинам геоида. А наибольшие скорости современного горизонтального расширения оказываются на границах между выступами и впадинами геоида. Данные по направлениям горизонтальных проекций осей — главных напряжений в очагах землетрясений (около 1200 определений) — показали близость преобладающих направлений сжимающих напряжений к ориентировке изолиний отклонения геоида и перпендикулярность преобладающих направлений растягивающих напряжений этой ориентировки.

Таким образом, интересные расчеты и сопоставления, проделанные Е. С. Штенгеловым, хотя и отличаются некоторой схематичностью, достаточно четко намечают связь сквозьранговых и ранговых движений, выраженных в современной сейсмичности и вулканизме, с надранговыми движениями. Следствием такой связи являются эквипотенциальная поверхность поля силы тяжести, выраженная в форме геоида, и распределение главного геомагнитного поля Земли. Последнее образует крупнейшие аномалии (Восточно-Сибирская и Бразильская), приуроченные к впадинам геоида, но со слабой корреляцией между превышениями геоида и напряженностью геомагнитного поля.

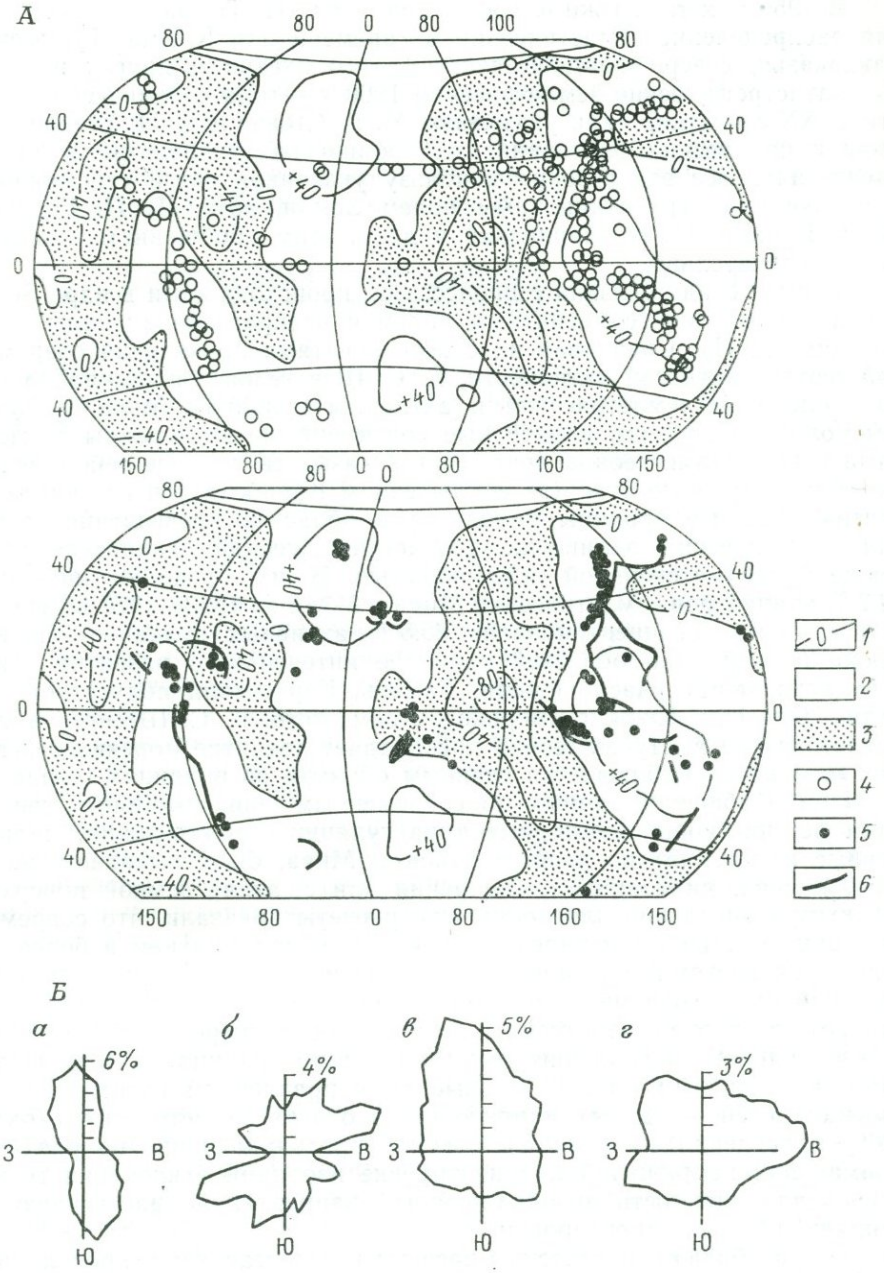


Рис. 107. Отклонения геоида от эллипсоида вращения со сжатием 1 : 298,256 и проявления современной геотектонической активности (*А*), круговые диаграммы некоторых параметров Земли (*Б*). По Е. С. Штенгелову

1 — изолинии отклонения геоида от эллипсоида, м; *2* — выступы геоида; *3* — впадины геоида; *4* — эпицентры землетрясений 1963—1977 гг. с $M \geqslant 7$; *5* — активные вулканы; *6* — сейсмовулканические дуги и активные континентальные окраины. *а* — ориентировки изолиний отклонения геоида от эллипсоида вращения со сжатием 1 : 298,256; *б* — ориентировки максимального современного расширения земной поверхности в районах повторных геодезических измерений; *в* — направления горизонтальных проекций на верхнюю полусферу осей сжатия в очагах 1200 сильных землетрясений мира; *г* — то же, растяжения

Сейсмогенные деформации. В очаговых зонах землетрясений, современных и недавнего геологического прошлого, встречаются различного типа деформации земной коры, получившие общее название сейсмодислокаций.

В. П. Солоненко, В. С. Хромовских и др. [69] по размерам остаточных деформированных участков земной коры выделяют различные типы деформаций. По степени связи с сейсмическим процессом деформации подразделяются на сейсмотектонические, гравитационно-сейсмотектонические и сейсмогравитационные.

Сейсмотектонические деформации связаны с тектоническими движениями земной коры и по генетическим признакам и выраженности в рельефе подразделяются на региональные, зональные и локальные. Региональные сейсмотектонические деформации охватывают площади до десятков и даже сотен тысяч и миллионов квадратных километров. При уже упоминавшемся Аляскинском землетрясении 1964 г. области поднятий и опусканий, разделенные фрагментарно вышедшим *на поверхность разрывом, затронули площадь около 300 000 км*^{2}. *При* Чилийском землетрясении 1960 г. площадь, охваченная вертикальными смещениями с амплитудами до 5,7 м, была равна 130 000 км^2 (по данным Дж. Плафкера). Наблюдались и вертикальные, и горизонтальные перемещения. К такого типа деформациям относится и образование Торейских озер, площадь которых после землетрясения увеличилась в несколько раз. Отмечается дифференцированный характер движений, так как размах опусканий в различных озерных котловинах, по данным Н. А. Маринова, оказался разным. Проявлением таких сейсмогенных движений земной коры Дж. Плафкер, А. Сигимура и др. пытаются объяснить образование морских террас в сейсмических областях. Поскольку движения земной коры часто на соседних участках имеют различную амплитуду и знак, по мнению В. П. Солоненко, это может внести существенные нарушения в нормальный эволюционный ряд рельефа. О сейсмогенной природе рельефа могут говорить одновременно происходящие разнотипные изменения («трансгрессивные» и «регрессивные»).

Зональные сейсмотектонические деформации обусловлены движением конкретных геологических тел, часто выраженных в рельефе (морфоструктурах) различных размеров. Хорошо изученными примерами таких деформаций являются смещения в горной группе Гурбан — Богдо в Гобийском Алтае (Монголия) и Северо-Монгольский (Хангайский) живой разлом. Отдельные крупные морфоструктуры испытывают быстрое поднятие и горизонтальное смещение по ограничивающим их *протяженным разрывам в десятки и сотни километров. При Гоби*-Алтайском землетрясении 4 декабря 1957 г. ($M=8{,}6$, интенсивность $I_0=12$ баллов, глубина очага 18 ± 8 км) горный массив Ихэ-Богдо высотой до 4 км за несколько минут поднялся на 10 м и сдвинулся на юго-восток на 8,85 м. Это были видимые амплитуды смещений, истинные же — значительно бóльшие, за счет деформаций изгибания. Общая протяженность остаточных деформаций земной коры определяется в 850 км. *Ширина зоны трещин достигала* 2,5 км. В районе эпицентра образовался грабен шириной до 800 м; ширина трещин изменялась от 1—10 см до 19,15 м. Образовались ступенчатые сбросо-сдвиги, взбросо-надвиги. Некоторые из них имеют вид громадной застывшей волны с уступом высотой от 1—2 до 9,2 м. Местами зафиксированы сдвиги со

смещением 8,85 м. Во многих местах наблюдались изгибы почвы в вертикальной и горизонтальной плоскостях и т. д.

Другим примером сейсмотектонической структуры Прибайкалья может служить Танхойская структура, описанная В. С. Хромовских. В ряде случаев землетрясения сопровождаются опусканиями. Они хорошо известны в Монголо-Байкальском сейсмическом поясе. А. Фитингофом описано образование «провала» северо-восточной части дельты р. Селенги во время землетрясения 1861 г., когда на огромной площади (260 км^2) она неравномерно опустилась ниже уровня оз. Байкал на глубину до 3 м, местами 7—8 м, и сформировала залив Провал.

Интересным, но пока не объясненным фактом, является «гипертрофия» сейсмодислокаций, по В. П. Солоненко, на дне и подводных склонах крупных акваторий. Так, например, при землетрясении в Канто (Япония) 01.09.1923 г. относительное смещение дна залива Сагами (по данным 83 тыс. промеров) достигало —400 и +250 м (крайние промеры —720 и +450 м), хотя при однотипных землетрясениях ($M=8{,}3$) на суше размах смещений не превышает первого десятка метров и только в единичных случаях по размерам они приближаются к субаквальным деформациям. При Среднебайкальском землетрясении 29—30.08.1959 г. ($J_0=9$ баллов) дно Байкала опустилось на 10—15 м. На суше же, в Прибайкалье, такие же землетрясения ($M=6^3/4$) вызывают смещения по разрывам всего до 0,8—1,2 м.

Недавно открыты и описаны В. С. Хромовских разного типа сейсмотектонические дислокации на Кавказе и П. Н. Николаевым, О. А. Лебедевой — в Крыму (рис. 108). На Кавказе, в частности, выявлено, что главные сейсмогенные разрывные структуры ряда сейсмотектонических деформаций показывают совпадение элементов их заложения с ориентировкой разрывов в очагах местных землетрясений и они имеют одинаковые относительно поднятые и опущенные крылья.

Сейсмотектоническая дислокация Южная Демерджи—Долгоруковская яйла связана с крупной субмеридиональной разрывной зоной шириной 1,5—2 км, выявленной при дешифровании космических снимков, прослеживающейся от г. Алушта через Горный Крым на север. Эта зона на указанном участке «живет» и в настоящее время. Ее простирание соответствует ориентировке одной из нодальных плоскостей землетрясения 1927 г. Наиболее четко южная часть сеймодислокации проявляется в массиве горы Южная Демерджи (рис. 109). Выявляется сейсмогенный ров — грабен. Смещение достигает более 70 м, образуя вертикальный обрыв со следами поверхности зеркала смещения. Дно рва завалено крупными глыбами с характерными понижениями в виде воронок засасывания, что указывает на продолжающиеся перемещения. Выявлены и современные горизонтальные перемещения. По западной границе рва обособляется вытянутый горст, осложненный разрывами со сбросово-сдвиговыми перемещениями. Породы сильно раздроблены. Сейсмогенные подвижки повторялись неоднократно. Выявляются обвально-осыпные накопления нескольких генераций. С помощью повторной фотограмметрической съемки за 4-летний период Н. С. Благоволиным выявлены значительные изменения рельефа. Ряд факторов указывает, что гипоцентр землетрясений, сформировавший описываемую структуру, располагался на очень небольшой глубине. Предположительная интенсивность землетрясений (J_0) была 10 баллов.

Можно согласиться, что в очагах сильных коровых землетрясений перемещаются блоки (участки), структурно и неотектонически обусловленные, будучи выраженными в рельефе земной поверхности. Глу-

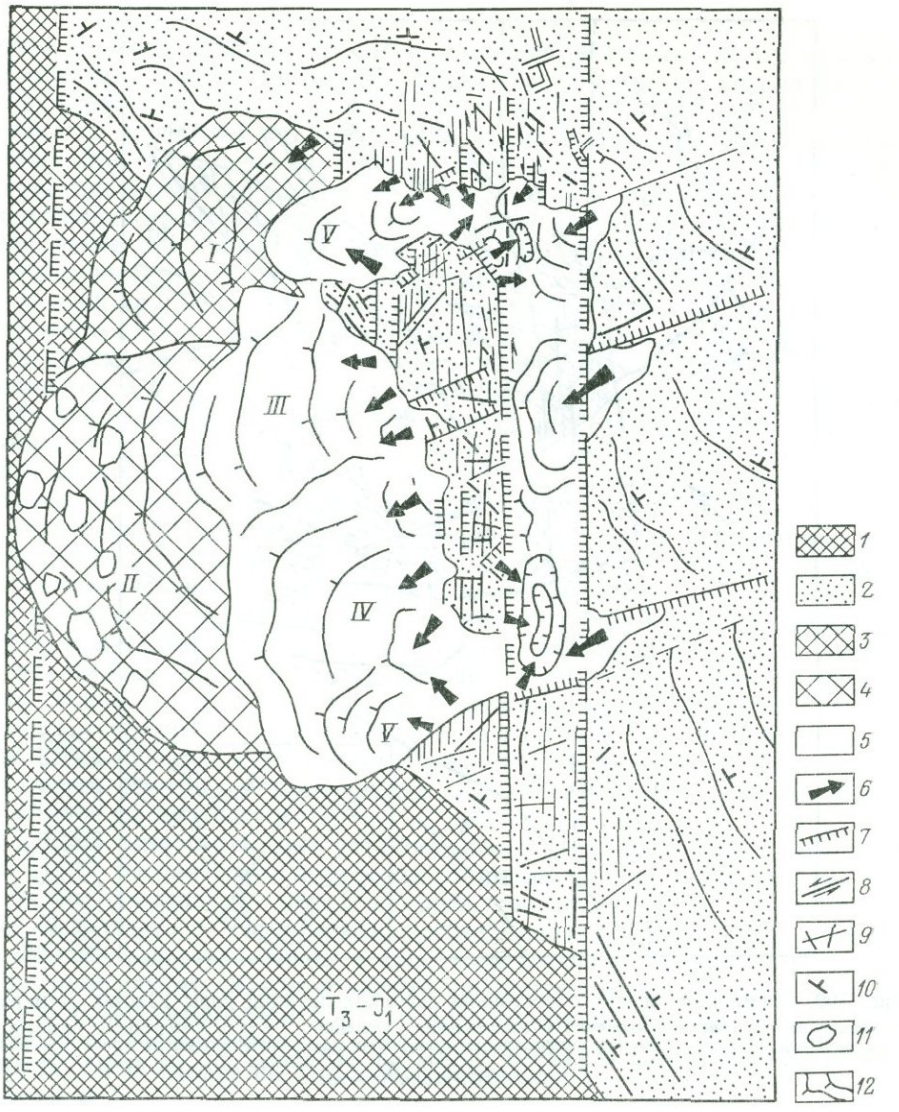


Рис. 108. Схема дислокации горы Южная Демерджи (Крым):

1 — выходы отложений таврической серии; *2* — выходы средне-верхнеюрских пород; *3* — наиболее древняя генерация обвально-осыпных образований; *4* — средняя генерация; *5* — наиболее молодые генерации обвально-осыпных образований; *6* — основные направления поступления обломочного материала; *7* — главные сбросы (штрихи в сторону опущенного крыла); *8* — главные сдвиговые смещения; *9* — зафиксированные разрывные нарушения различной кинематики; *10* — слоистость и элементы залегания пород; *11* — наиболее крупные глыбы; *12* — элементы микрорельефа. I—V — последовательность генераций формирования обвально-осыпных образований

бина их заложения может доходить до очагов землетрясений. Смещения в очаговых зонах сильных землетрясений (коровых) часто совпадают с конкретными морфоструктурами, выраженными на поверхности. Приходящие в движение блоки распадаются на отдельные разной величины более мелкие блоки. Таким образом, при сейсмическом процессе в эпицентральных, или плейстосейстовых, зонах наблюдается активизация неотектонических структур разных масштабов, образование новых. При этом части сейсмодислокаций, связанные с разрывами

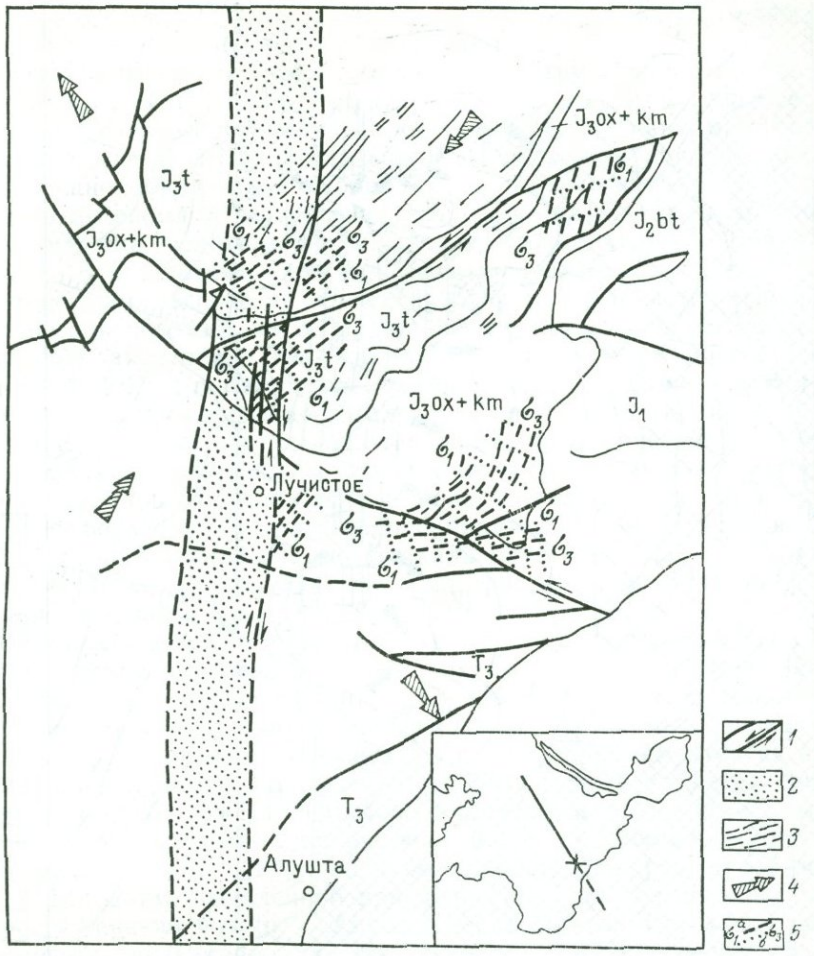


Рис. 109. Схема напряженного состояния сейсмодислокации горы Южная Демерджи: *1* — основные разрывные нарушения и направления смещений; *2* — зона поперечного разрыва; *3* — гривки пород; *4* — ориентировка региональных усилий в поверхностной части коры; *5* — области проявления локального поля напряжений: сжатия (*а*), растяжения (*б*). На врезке — положение сейсмодислокации (крестик)

разных кинематических типов, не все выходят на поверхность Земли, а образующиеся на земной поверхности не обязательно должны прослеживаться до очага землетрясения. Все зависит от геологического строения надочаговой зоны.

Наконец, локальные сейсмотектонические деформации рассматриваются как прямые признаки остаточных тектонических деформаций земной коры в эпицентральных зонах сильных землетрясений. Их наличие и распространение могут определить место и интенсивность землетрясений. Масштабы сейсмодислокаций зависят не только от параметров землетрясений, с которыми они связаны, но и от глубины и механизма очага, геологического строения и других причин. Как указывает В. П. Солоненко, они могут быть различными для землетрясений с одинаковой энергетической характеристикой. Примеры сейсмодислокаций очень многочисленны и хорошо изучены в Средней Азии,

других горных областях СССР и известны в самых разнообразных сейсмических поясах Мира. Им посвящена обширная литература.

Гравитационно-сейсмотектонические деформации возникают во время землетрясений, когда создаются благоприятные условия для перемещения горных масс под влиянием силы тяжести. Длина таких структур достигает 7 км, площадь до 20 км^2. Возникают они в зонах сейсмогенных разломов, узлах их перечисления или схождения, реже при пассивном вскрытии крупных разрывов, испытавших колебательные движения во время сильных землетрясений.

К этой группе деформаций относятся сбросо-обвалы, гравитационно-сейсмотектонические клинья, выколы склонов гор и переходные формы к сейсмогравитационным типам — оседания (провалы) и сколы вершин гор. Сбросо-обвалы (оползни-обвалы, оползни) образуются при высокой энергии рельефа и определенных сочетаниях систем трещин и разломов. При землетрясениях в 11—12 баллов ($M \geqslant 8$) образуются гравитационно-сейсмотектонические клинья и выколы склонов гор. Один из них подробно изучен в центральной части плейстосейстовой области Гоби-Алтайского землетрясения. Это особые структуры с амплитудой вертикального смещения по главному сбросу от 156 до 328 м. При землетрясении на фоне общего поднятия горного массива произошло раскрытие узла трещин и часть хребта Ихэ-Богдо (высотой 3254 м, площадью 1,1×3 км), сложенной гранитизированными сланцами, опустилось. Следствием опускания такого блока явилось образование надвига перед его фронтом, возникновение сейсмокупольных структур с вертикальной амплитудой до 17,5 м, выдавливание вверх до 60 м клиньев скальных грунтов, трещин всевозможных типов и т. д. При таких быстрых перемещениях образовались тектонические брекчии вплоть до милонитов.

Такого типа структуры установлены: в Прибайкальском сейсмическом поясе на западном побережье Байкала (длина 7 км, ширина более 2 км, амплитуда вертикального смещения до 880 м); описаны В. С. Федоренко в Чаткальском хребте Западного Тянь-Шаня. Оседания вершин гор установлены в Становом нагорье, на Большом Кавказе. В одном случае (Южно-Муйский хребет) установлены выколы склонов гор с максимальным горизонтальным смещением до 170 м. Треугольный в сечении выкол имеет 6 км в длину, среднюю ширину основания 800 м и высоту по тыловой трещине около 200 м. Объем выкола 450 млн. м^3.

Для количественной оценки нарушенности блоков в Гармском районе И. В. Щукиной применялось построение специальных карт концентрации сейсмодислокаций и количественная оценка ориентировки, их связи с разломами. Четкая связь простираний сейсмодислокаций и разломов разного порядка свидетельствует об одинаковом поле напряжений при их формировании.

Сейсмогравитационные деформации очень многообразны: оседания склонов гор, обвалы, оползни, земляные лавины и потоки, сели и многие другие. Они встречаются значительно чаще, известны лучше, чем первые два типа сейсмогенных явлений. Одновременность разнотипных смещений грунтовых масс на большой площади, связь их с катастрофическими землетрясениями — признак их сейсмогравитационной природы. Они охватывают при этом огромные площади (до 300 тыс. км^2). Именно с этими явлениями связана большая часть человеческих жертв и материальных потерь при землетрясениях. Сейсмогравитационные структуры по генезису близки к отдельным элемен-

там гравитационно-сейсмотектонических структур. Но если первые — разновидность обвально-оползневых смещений блочного типа, обладающих рядом специфических признаков, то вторые, как подчеркивает В. С. Хромовских, блоки, просевшие под действием силы тяжести в раскрывшуюся приапикальную часть хребтов-сводов.

По классификации Е. В. Дедовой, сейсмогравитационные деформации являются разновидностью сейсмоденудационных деформаций. Землетрясения не только сбрасывают неустойчивые массы грунтов, но и сами подготавливают склоны в эпицентральных зонах к новым сейсмогравитационным смещениям. Примеры — явные следы более ранних смещений в районах Хаитского обвала в Средней Азии (10.07.1949 г., $J_0=10$; $M=7{,}5$); Сагиянского скального оползня на Кавказе, Гуаскофанской лавины в Перу (31.05.1970 г., $M=7{,}7$). Отмечают, что в сопоставимых структурно-геологических ситуациях возникают однотипные склоновые смещения.

Изменения устойчивости горных масс при землетрясениях в основном обусловлены: 1) сейсмическим ускорением (в см/с) и уменьшением прочности горных пород; 2) изменением угла наклона неустойчивых плоскостей (при этом достаточно изменения на десятки секунд, чтобы нарушилось равновесие склона и оползни и обвалы пришли в движение); 3) тиксотропным разжижением грунта, которому подвержены не только иловатые пески (плывуны), но и песчано-гравийные, моренные и подобные им породы. Следствием такого разжижения являются просадки поверхности земли, грязевые извержения, взламывание и смещение перекрывающих отложений. К этому можно добавить указываемые В. П. Солоненко факторы, такие, как: 1) воздействие на обвально-осыпную массу (мелко-среднеглыбовую) сильных сейсмических колебаний, возбуждающих грунтовую массу, которая придает движению большие скорости, вследствие чего обвальная масса способна пересекать широкие долины и высоко подниматься на противоположные склоны; 2) длительность сейсмических колебаний, которые при большой продолжительности могут привести к образованию особого типа «сейсмовибрационных обвалов и оползней». Такая форма ползучести и разрушения горных массивов, по материалам А. В. Островского, распространена на Черноморском побережье Северо-Западного Кавказа, между Туапсе и Анапой. Формирование сейсмогенно-вибрационной ползучести связывается с региональным дифференцированным прогибанием впадин средиземноморского типа, что обусловливает тектоническое расседание горных пород склонов на блоки, которые в результате длительных, но умеренных по силе сейсмических колебаний (подобно «вибрационному грохоту») возбуждали перенапряженные массивы, смещавшиеся в сторону моря или ближайших долин. В результате образуются бессточные котловины, гигантские по ширине (до 100—150 м) и глубине зияния (до 90 м), но короткие (до 4 км) трещины, каменные потоки, скальные блоки, оползни.

Все перечисленные явления хорошо известны не только на побережье Северо-Западного Кавказа, но и на Южном берегу Крыма и по многим побережьям Средиземноморских впадин. В отношении генезиса этих образований в Крыму было высказано много различных предположений. Например, смещенные массивы (типа горы Парагильмен на Южном берегу Крыма, или горы Сокол в долине р. Коккоз и др.) объясняли как гравитационные сбросы или «сухие» оползни. Образование типичных «хаосов» и многих обвалов Южного берега Крыма А. Полумбом и др. издавна связывалось с землетрясениями.

При всех разногласиях единым было мнение о тесной связи этих явлений с процессом формирования Черноморской котловины, что способствовало образованию сбросов, расчленению склонов на блоки и их последующему перемещению (обвалы, солифлюкция, крип).

Как указывают В. П. Солоненко и В. С. Хромовских, сейсмовибрационная ползучесть — явление многоактное, не связанное с относительно короткими промежутками времени. В 1977 г. нами было показано, что это результат проявления гравитационных (в частности, солифлюкционных) процессов, действие которых происходило в течение плейстоцена и позднего плиоцена (т. е. в течение сотен тысяч лет), где роль «сейсмогенно-вибрационной» ползучести горных пород, судя по определению А. Б. Островским возраста отдельных явлений, имеет, по-видимому, второстепенное значение, что касается разрушения горных пород и горных склонов под влиянием сейсмических толчков, то на это неоднократно указывали многие авторы, объяснявшие геоморфологическое строение Южного берега Крыма. Главное в этом объяснении не механизм перемещения, а возраст соответствующих элементов рельефа. Отложения хаосов (развалов), состоящих из обломков верхнеюрских известняков, включающих громадные глыбы массивных известняков, М. В. Муратовым выделялись в особые «массандровские» отложения и датировались позднеплиоценовым временем, т. е. их образование происходило 3—4 млн. лет назад. Тогда как автор связывал их образование с раннечетвертичным временем (порядка 1 млн. лет). Вряд ли можно сомневаться в длительном формировании этих образований и участия в нем экзогенных и эндогенных процессов. Поэтому датировки, предложенные А. В. Островским для ряда конкретных разрезов кавказского Черноморского побережья как верхнеплейстоценовые и раннеголоценовые, не вызывают сомнений.

Наконец, одним из факторов, обусловливающих быстрое (более 450 км/ч) и необычное перемещение, являются сейсмогравитационные обвалы на воздушной подушке (?). Такой уникальный обвал произошел при Перуанском землетрясении 31.05.1970 г. (M=7,7). С высокой горы Гаускаран сорвалось 50—100 млн. м^3 грунта и льда. По расчетам обвал развил огромную скорость. Обвальная масса преодолела все препятствия — низкие гребни гор, долину р. Рио-Санта. Однако там, где прошел обвал, растительно-почвенный слой оказался ненарушенным, что Дж. Плафкер объяснял перемещением обвальной массы на воздушной подушке.

Современное трещинообразование. По имеющимся литературным данным, современное трещинообразование с формированием разрывов отмечается как для сейсмически активных, так и практически асейсмичных областей (Кызыл-Кумы, Урал, Западная Сибирь, Прибайкалье, Турция, Западная Европа, Вьетнам, США, Япония и др.). Так, например, в феврале 1962 г. вблизи г. Камышлова в залегающих на поверхности палеогеновых отложениях (без землетрясения), по свидетельству Д. И. Фиалкова, возникла зияющая трещина максимальной шириной до 0,4 м, северо-восточного направления, длиной более 100 м. Трещина прошла через территорию асфальтового завода в асфальтовый склад и поглотила 750 т битума. На узкоколейной железной дороге были сорваны болты и рельсы разошлись. В подстилающих палеозойских отложениях по данным двух скважин, пробуренных с разных сторон трещины на глубину около 100 м, вертикальных смещений установить не удалось. По-видимому, здесь имел место тектонический крип по разлому в палеозойских породах. С такого же рода движе-

ниями надо связывать, описанные З. А. Сваричевской, длительно идущие деформации некоторых зданий в районе горы Магнитной на Урале, из-за чего они требовали постоянного ремонта. Движения происходят по зоне контакта гранитов с вмещающими породами. Толчков землетрясений в этом случае не ощущалось.

Такого же типа деформации хорошо известны в районе г. Тамдытау в Центральных Кызыл-Кумах, которым посвящены работы Р. Н. Ибрагимова, Г. А. Мавлянова, Г. Ф. Тетюхина, В. И. Уломова и др. Территория проявления современного трещинообразования приурочена к горно-останцовому району со сложным рельефом. Здесь группа скалистых возвышенностей (Букантау, Тамдытау, Кульджуктау и др.) резко выступает на фоне песчаной пустыни, представленной грядово-ячеистыми песками и барханами. Несогласно залегающие на палеозойском фундаменте осадочные породы мезозоя — кайнозоя образуют пологие складки. В зонах крупных разломов угол наклона крыльев в новейших отложениях достигает десятков градусов. Новейшие движения по разломам подтверждаются смещениями по кровле зеленых глин верхнего эоцена. Новейшая тектоника района имеет блоковый характер. В зависимости от структурных особенностей отложений фундамента в плане, сложившихся в новейший тектонический этап, наблюдается и распределение величин скорости современных движений. Они постепенно уменьшаются от приподнятой и обнаженной части фундамента к пониженным участкам, выполненным новейшими отложениями. Средние скорости вертикальных современных движений составляют: в горах до +12—15 мм/год, в зонах разломов до +18—22 мм/год, на равнине от +2—3 до 4 мм/год. Увеличение скорости отмечается в обновленных древних и молодых зонах разломов — Северо-Тамдынском, Букантауском, Южно-Тяньшаньском и др. С современными проявлениями тектонической активности связываются эпицентральные зоны землетрясений, участки трещиноватости, кластические дайки, солончаки. В пределах эолового рельефа участки трещиноватости выявляются по новейшим признакам (характеру засоления, такырообразования, формам рельефа и др.). Более хорошо выявляется трещиноватость на поверхности предгорных шлейфов, плоских участках равнины, где эоловые песчаные аккумулятивные формы рельефа имеют подчиненное значение. В районном центре Тамды трещины охватывают полосу шириной 150 м, протяженность их до 2 км. Строения, находящиеся в зоне трещинообразования, часто приходят в аварийное состояние. Процесс идет быстро. Характер трещин сдвиговый.

По опросу населения трещинообразование начало проявляться 80—85 лет назад и к настоящему времени они приобрели форму неглубоких канав шириной 1—1,5 м. Образование трещин во времени происходит неравномерно. Г. А. Мавлянов, Г. Ф. Тетюхин и другие исследователи полагают, что процесс современного трещинообразования — результат тектонических движений сдвигового или сбросо-сдвигового характера, отражающих движения Тамдыбулакского регионального разлома, который интенсивно жил в неоген-антропогеновое время, о чем свидетельствует образование кластических даек. Этот процесс не сопровождался землетрясениями, но, по мнению тех же авторов, иногда являлся как бы предвестником их возникновения.

По более поздним данным зоны трещиноватости района Тамды приурочены к пересечению крупных разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного простирания, активизированных в голоцене. В ряде пунктов (Тамдыбулак, Тамдыкудук, Тойтюбе, Чарыкты)

простирание зон интенсивных проявлений трещиноватости совпадает с направлением разломов, активизировавшихся в позднечетвертичное и голоценовое время. Таким образом, природа трещинообразования — тектоническая активизация разломов фундамента. Определенное значение в этом процессе имеет набухание бентонитовых (монтмориллонитовых) глин.

До сих пор остается окончательно невыясненной связь проявления трещинообразования с землетрясениями. За последние 100 лет в районе центральных Кызыл-Кумов отмечено до 20 землетрясений с $M=4,5$, в том числе и Газлийские разрушительные землетрясения 1976 г. с магнитудой 7,0 и 7,3 и 1984 г. силой более 9 баллов, которые Н. И. Николаевым, Е. С. Штенгеловым, А. М. Акрамходжаевым, Б. Б. Ситдиковым, Э. Ю. Бегметовым связываются с технической деятельностью человека по добыче газа. Появилась тенденция современное трещинообразование связывать с хозяйственной деятельностью человека, поскольку в различных районах Кызыл-Кумов наблюдается приуроченность трещинообразования к населенным пунктам, вследствие чего этот процесс в разных участках проявляется разнотипно. Вряд ли это правильно. Нужно думать, что современное трещинообразование связано с тектоническим крипом и отражает продолжающуюся тектоническую жизнь отдельных древних блоков земной коры.

Процесс трещинообразования описывается Н. Амбразейсом для части Анатолийского разлома в Турции, где он также связывается с тектоническим крипом. Было выявлено, что в месте пересечения железнодорожных путей с разломами после землетрясения рельсы за 6 лет сместились на 30 см, а в течение последующих 6 лет землетрясений не было. Новое землетрясение 1951 г. с $M=6,5$ привело к возобновлению крипа, сказавшегося на деформации построенной каменной стены, в которой образовался разрыв с правосторонним смещением амплитудой в 24 см.

Много разломов, испытавших движения, зарегистрированы в Японии. В Центральной Японии средние скорости движения на живущих разломах Атера и Атоцугава оценивались в несколько метров за 1000 лет при величине смещения в несколько километров. Японские исследователи называют разлом активным даже тогда, когда движения по нему происходили с перерывами в течение нескольких сотен или тысяч лет. Отмечается, что перемещения по разломам могут быть вызваны происходившими землетрясениями. Т. Рикитаке высказывает опасения, что движения по разлому Атера могут привести к новому сильному землетрясению. Процесс трещинообразования был обнаружен в горах Лейта (Западная Европа), а также в Австрии (по данным К. Кизлингера). Аналогичные движения автор наблюдал в районе Предрудногорского грабена в Чехословакии.

Изучение явления крипа вдоль разлома Сан-Андреас (США) с помощью крипометров показало, что скорости движений достигают нескольких сантиметров в год. В отдельных участках разлома наблюдается микросейсмическая активность. При этом выявилась зависимость скорости крипа от двух землетрясений в районе г. Холлистера (расположенного в зоне разлома) в 1961 г. с магнитудами 5,6 и 5,5. За 800 дней до землетрясения скорость крипа определялась от 12 до 20 мм/год. Период активного крипа закончился, когда произошли землетрясения, после чего в течение полутора лет крип вообще не отмечался, а затем он возобновился, но с малой скоростью. На разломах Сан-Андреас с 1968 г. ведется наблюдение более чем на 40 крипометрах.

Они показали, что крип распространяется вдоль разломов со скоростью 1—10 мм/сут.

Анализ имеющегося материала показал, что трещины могут образовываться не только мгновенно, будучи связанными с землетрясениями, но и испытывать движения типа крипа после их формирования. При этом в ряде случаев неясно, имел ли место тектонический крип до толчка землетрясения, или он начал возникать только после толчка и раскрытия трещины. Достаточно определенно установлено, что даже очень удаленные землетрясения могут влиять на ускорение тектонического крипа. Однако современное трещинообразование не всегда приводит к возникновению землетрясения, хотя в некоторых случаях (разлом Сан-Андреас) на отдельных участках могут проявляться микросейсмическая активность и отдельные землетрясения. Из сказанного видна тесная связь медленных и импульсных тектонических движений.

Как считают Д. Х. Якубов, Н. Амбразейс и другие исследователи, на протяжении длительного промежутка времени процесс тектонического крипа может «омолаживать» рельеф, делая его «свежим» при давнем заложении. С точки зрения сохранности форм рельефа при определенных климатических условиях и составе горных пород они могут быть «свежими» в течение чрезвычайно длительного времени. Все это заставляет с осторожностью относиться к определению возраста сейсмодислокаций, считающихся по их внешнему виду молодыми. Многие из них могут оказаться не современными, а плейстоценовыми и плиоценовыми, что может привести к ошибкам определения уровня современной сейсмичности.

Методы выявления сейсмичности исторического и геологического прошлого. Для установления общего уровня сейсмичности большое значение имеют сведения о ранее происшедших крупных землетрясениях. Для этого необходимы данные за длительный отрезок времени, чтобы достоверность получаемых выводов при статистической обработке была обоснованной. Для этого используют не только инструментальные наблюдения, но и данные анализа исторических и геологических фактов. Для реконструкции землетрясений исторического прошлого используются историко-археологические данные. К ним относятся сведения, охватывающие в разных районах Мира отрезок времени во много сотен лет и даже тысячелетия.

Так, например, из наиболее ранних землетрясений в Крыму по археологическим данным указывается землетрясение 63 г. до н. э. Первая историческая дата о разрушительном землетрясении относится к 480 г. н. э. Первая точная дата разрушительного землетрясения в Крыму — 1292 г. Что касается Кавказа, то с землетрясением в I в. н. э. связывают разрушение г. Диоскурии (г. Сухуми), часть которого погрузилась под воды Черного моря. Известно, что в IV и VI вв. был разрушен также г. Себестополис. Развалины его находятся на дне Сухумской бухты. Большая часть города, как считают, погрузилась под уровень моря внезапно в результате быстрых сейсмических движений, о чем говорит значительный одинаковый наклон в глубь берега древней кладки и культурных слоев. Указывается, что около 417 г. от землетрясения в Боспорском государстве был разрушен ряд городов. Наличие сильных землетрясений в историческое время подтверждают разрушения древних сооружений, обнаруженных археологами. Исторические сведения по Кавказским землетрясениям дали возможность К. К. Бюс и И. В. Кирилловой получить распределение сейсмической активности и выявить определенную ритмичность. Данные по истори-

ческой сейсмичности территории Восточного Средиземноморья, Ближнего Востока, Кавказа и Крыма позволили составить карту, хорошо согласующуюся с основными тектоническими структурами и инструментальными данными за последние 65 лет (рис. 110).

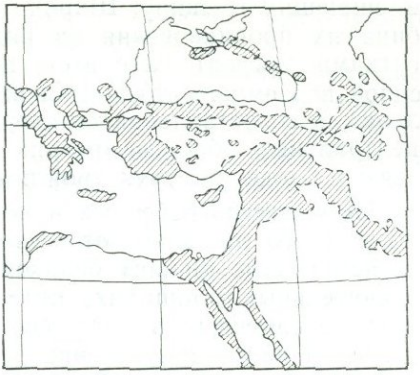


Рис. 110. Карта распределения исторических землетрясений. Заштрихованная площадь — ареалы эпицентральных зон за I—XVII столетия. По Н. Н. Амбразейсу; с добавлениями

В последние годы для изучения проявления землетрясений стали привлекать палеосейсмогеологический метод, разработанный Иркутской школой сейсмотектонистов: Н. А. Флоренсовым, В. П. Солоненко и др. Сущность метода заключается в поисках, диагностике и соответствующей интерпретации сейсмодислокаций с определением интенсивности создавших их землетрясений. Основанием для заключения является изучение выраженных в рельефе различного рода остаточных деформаций, образовавшихся в плейстосейотовых зонах современных разрушительных землетрясений, их пространственных сочетаний. Этот же метод применялся автором для выявления сейсмичности геологического прошлого по строению и составу древних слоев геологических разрезов платформенных областей [13]. При этом изучаются погребенные и ископаемые сейсмогенные формы, иногда в виде палеоформ рельефа, состав и текстуры сейсмогенных фаций отложений. Применяя геологические и палеогеографические методы, можно реконструировать эпицентральные зоны землетрясений далекого геологического прошлого. Огромный интерес представляет тот факт, что как погребенные, так и ископаемые следы землетрясений часто встречаются в геологических разрезах в районах, где и в историческое и голоценовое время также проявлялись землетрясения и где они проявляются и в настоящее время. Отражение сейсмических явлений в осадконакоплении отмечалось А. Д. Архангельским, А. П. Павловым, Д. В. Наливкиным, Л. Б. Рухиным, Н. М. Страховым, Р. Шраком, Н. Б. Вассоевичем, А. А. Ивановым, Н. Н. Верзилиным, С. Г. Нечаевым, Н. И. Николаевым, К. К. Орвику, Ю. Хейпслау и др.

Свидетелями сейсмичности далекого геологического прошлого являются кластические дайки. Это трещины, заполненные или обломочным материалом, поступающим сверху, или материалом нижележащих горных пород. В последнем случае силой, способствующей внедрению в таких инъекционных дайках, было гидростатическое давление внутри песчаного пласта, насыщенного водой, или породы, обладающей тиксотропными свойствами. Впервые на эти образования в пределах Русской плиты обратил внимание в 1896 г. А. П. Павлов, назвавший их «нептуническими» дайками и связавший их происхождение с землетрясениями. Позже (в 1956 г.) Р. Г. Гарецкий писал, что кластические дайки могут быть очень разного происхождения. В большинстве же случаев они возникают под воздействием землетрясений.

В ряде мест сохраняется верхняя приустьевая часть даек, ранее представляющих зияющие трещины, которые возникали на дне бассейнов и заполнялись сингенетическими осадками и обломками пород,

вмещающих трещину. Ширина верхней приустьевой части даек и глубина их проникновения (в ряде случаев определяемая первыми десятками метров) находятся, по-видимому, в прямом соответствии с силой подземного толчка. Скопление даек, их преобладающее направление, в сопоставлении со структурой фундамента, указывают на эпицентральные области древних землетрясений и, как установлено, их связь с блоковой структурой подстилающих этажей.

К числу погребенных и ископаемых свидетелей сейсмичности геологического прошлого относятся ископаемые обвалы, осыпи и другие «сейсмогенные фации» осадков, следы которых прослеживаются на значительных площадях; интенсивное развитие подводных оползней, распространенных в пределах определенных стратиграфических горизонтов и часто приуроченных к «тектоническим порогам»; накопление мощных конгломерато-брекчий, фациально переходящих в обломочные известняки и известняки с иной структурой; наличие мелких сложных складок послойного подводного скольжения в ленточных породах; специфические сингенетические структуры дробления, особенно в карбонатных толщах, распространяющиеся на большие территории при строгой выдержанности стратиграфического уровня, говорящие об энергичных сотрясениях морского дна, покрытого осадками, литификация которых еще не успела завершиться. В ряде случаев образуются как бы структуры взламывания, которые нередко объясняются действием волн бассейна, где откладываются эти осадки. Невозможно даже перечислить все признаки былых землетрясений, запечатленных в геологических разрезах. По-видимому, мы еще совершенно недостаточно оцениваем значение обломочных структур известняков, когда брекчирование захватывает только сравнительно небольшие пачки, ритмически повторяющиеся в разрезе, причем обломочным породам сопутствуют такие характерные явления, как следы подводных оползней, разрывов и местами кластические дайки. Такие обломочные структуры, по-видимому, связаны с сейсмическими процессами, сингенетичными осадконакоплению. Они являются свидетелями «ископаемых» землетрясений. Подобные факты, как выясняется, имеют широкое распространение среди отложений прошлых геологических эпох, как в пределах геосинклинальных, так и в платформенных областях на территории СССР, стран Скандинавии и во многих других регионах.

По имеющимся данным, которые удалось проанализировать, эпицентральные зоны палеоземлетрясений оказываются приуроченными к определенным сейсмогенным структурным формам. Очень часто таковыми являются зоны глубинных долгоживущих разломов. Толчки землетрясений периодически повторялись в течение длительного геологического времени, обнаруживая удивительную территориальную приуроченность к этим зонам. Глубинные разломы Южного Тянь-Шаня, например, хранят следы землетрясений на протяжении более 600 млн. лет. Заметим, что и современные землетрясения также наследуют эпицентральные зоны «ископаемых» землетрясений. В платформенных областях сейсмогенными структурами оказываются слабо выраженные антиклинальные складки, валы, разломы и прочие структурные формы фундамента. Все перечисленные реликтовые, погребенные и ископаемые реконструируемые палеосейсмогеологические явления приобретают особую убедительность в тех случаях, когда они дополняют друг друга; когда они оказываются приуроченными к выраженным в рельефе или погребенным сейсмогенным структурам, выявляющимся

геологическими и геофизическими методами, и образуют определенный комплекс явлений, не встречающихся вне этих структур.

Следы «ископаемых» землетрясений в настоящее время обнаружены в палеогене Прикаспийской впадины и Поволжья; в юре Западно-Сибирской плиты; в триасе и перми трапповой области Сибирской платформы; в палеозое Урала; в основании кембрия Балтийского щита и его четвертичном покрове; в кембрии Оленекского поднятия; в позднем докембрии Хараулахских гор; в синии окраины Алданского щита и в других районах. Иными словами, «ископаемые» землетрясения широко распространены на территории СССР (и за ее пределами) и приурочиваются к различным этапам геологической истории на протяжении по крайней мере первого миллиарда лет. Для многих регионов намечается определенная периодичность в проявлении импульсных движений в виде интенсивных землетрясений. Для окраин Балтийского щита с сокращенным разрезом осадочного чехла, по данным К. К. Орвику и Ю. Хейпслау, характерно проявление сильных землетрясений в кембрии, ордовике, в позднем плейстоцене. При этом для плейстоцена автором были установлены три этапа землетрясений: 1) поздний плейстоцен (14 тыс. лет назад); 2) голоцен (первые тысячелетия); 3) несколько столетий назад (по степени сохранности палеосейсмодислокаций). К этим же районам приурочены и эпицентры современных слабых землетрясений. Для Крыма выделяются землетрясения в триасе, поздней юре, в раннемеловое время, эоцене, неогене, плейстоцене. Ко многим районам палеоземлетрясений приурочены плейстосейстовые области современных землетрясений. Ограничимся приведенными примерами, хотя их и можно было бы продолжить. Из сказанного можно сделать следующие выводы.

1. Документально устанавливается проявление импульсных движений в разные геологические эпохи.

2. Выявляется удивительная устойчивость — унаследованность проявлений сейсмичности в определенных районах на протяжении очень длительных отрезков времени, оцениваемых циклами не только второго порядка (35—40 млн. лет), но и первого порядка (сотни млн. лет) и даже мегациклами.

3. Устанавливается связь проявления палеосейсмичности со структурами разных порядков, называемых сейсмогенными, которые выявляются и в современной тектонической структуре. Длительное развитие этих структур определяет устойчивое и унаследованное проявление сейсмичности.

4. Заключение о палеосейсмичности приобретает убедительность только в тех случаях, когда берутся все факты, дополняющие друг друга, и оценка этих факторов связывается с результатами анализа структуры.

5. Выявляется, что на определенных этапах тектонического развития сейсмичными были не только подвижные геосинклинальные области (на разных этапах развития), но и платформенные, на территории которых имеются следы сильных землетрясений.

6. Плейстосейстовые области современных землетрясений во многих случаях наследуют таковые древних землетрясений.

7. Широкое развитие палеоземлетрясений указывает на большое значение быстрых — импульсных тектонических движений, которые характеризуются дискретностью и контрастностью, чередованием периодов относительного покоя, когда происходит накопление напряжений с импульсами быстрых движений, сбрасывающих эти напряжения.

8. Длительное, устойчивое, сохраняющееся в течение сотен миллионов лет и продолжающееся в настоящее время территориальное положение областей накопления и снятия напряжений, вызывающихся проявлением импульсных тектонических движений, связанных с определенными развивающимися структурными формами, противоречит идее, развиваемой в классической гипотезе глобальной тектоники плит.

9. Сводка данных по палеосейсмологии позволяет надеяться, что в ближайшем будущем будет создана обоснованная геохронология сейсмичности Земли.

Выявление импульсных тектонических движений в геологическом и историческом прошлом по следам проявления палеоземлетрясений, установление связи их с сейсмогенными структурами позволяет более правильно и обоснованно решать две задачи: 1) практическую — по определению максимального возможного уровня землетрясений, необходимую для сейсмического районирования и 2) научную — по выявлению истории проявления импульсных тектонических движений. их унаследованности, связи с развитием геологических структур. Палеосейсмогеологические методы требуют осторожности в их применении и большей убедительности в делаемых практических и теоретических выводах.

Импульсные (сейсмические) движения и рельеф поверхности Земли. Исследователи, занимающиеся изучением геоморфологии горных стран Средней Азии, Кавказа и т. д., неоднократно обращали внимание на роль землетрясения как процесса, преобразующего рельеф земной поверхности или активизирующего проявление ряда экзогенных процессов. В 1973 г. В. П. Солоненко высказал мнение, что в районах с высокой сейсмичностью нельзя говорить о рельефообразующей роли медленных колебательных тектонических движений или о каком-либо существенном их влиянии на изменение земной поверхности. Он указывал, что миллиметровые амплитуды колебательных движений в сотни и тысячи раз перекрываются амплитудами смещения при сильных землетрясениях.

Действительно, в настоящее время для разных районов описаны разнообразные проявления в рельефе импульсных тектонических движений: большое количество обвалов и оползней с объемом, нередко превышающим 1—3 млрд. м^3 (Камчатка, Памир, Перу, Чили и др.), перегораживающие речные долины, подпруживающие реки, образующие крупные озера. Гравитационные процессы часто связаны с зонами крупных разломов. В районах, сложенных слоистыми осадочными образованиями, при крупных землетрясениях происходит сползание пластов или пачек относительно жестких пород по более пластичным. При этом образуются громадные трещины, уступы высотой в десятки метров (Кавказ, Монголия), происходит смещение горных массивов. Наблюдая все перечисленные явления в природе, автор поражался силе воздействия импульсных движений на рельеф.

Нами был произведен подсчет площадей подвижных зон Земли, где чаще всего происходят разрушительные землетрясения. Оказалось, что подвижные пояса, являющиеся сейсмическими зонами, составляют 23 % площади поверхности всего земного шара. Таким образом, рельефообразующая роль землетрясений оказывается ощутимой на сравнительно ограниченной площади. Для решения вопроса о влиянии землетрясений на рельеф проанализируем влияние медленных и импульсных тектонических движений одного и того же отрезка времени. Скорость

колебательных движений для платформенных и орогенных областей определяется количеством миллиметров в год. Однако эти скорости малы только на первый взгляд. Убедиться в этом можно с помощью следующего расчета. При минимальной скорости движений 1 см/год за голоцен суммарная величина направленных медленных (колебательных) движений будет равна 100 м. Если же учесть, что в подвижных областях проявляются сильно дифференцированные движения, то при такой, казалось бы, незначительной скорости в смежных поднимающихся и опускающихся областях размах движений будет достигать уже 200 м. Такие амплитуды движений будут ощутимо сказываться на интенсивности проявления разнообразных процессов выветривания, денудации и аккумуляции. Эффект будет неизмеримо выше, если мы будем рассматривать весь неотектонический этап или его вторую половину, за время которого горный рельеф приобрел свой современный облик.

Как же скажутся землетрясения за этот же отрезок времени на рельефе? Напомним, что периодичность импульсов разрушительных и сильных землетрясений для разных сейсмических областей разными авторами дается по-разному. Для катастрофических землетрясений эта периодичность более продолжительна; для землетрясений, которые характеризуются как сильные, накопление упругой энергии происходит в более короткие сроки, и сейсмогенные явления окажутся значительно более скромными. При интенсивности землетрясений в 7 баллов и менее они мало отразятся в формах рельефа и следы их сохраняются недолго.

Если принять периодичность разрушительных землетрясений от 100—150 до 400 лет, то, учитывая плотность эпицентров сильных землетрясений, например для Кавказа, мы убедимся, что импульсные движения не будут играть определяющую роль в рельефообразовании. Систематически и повсеместно действующие медленные (колебательные) движения окажутся главными в рельефообразовании. Что касается результатов импульсных движений, то в силу их малой плотности, локализованности в определенных зонах, они будут играть в изменении рельефа земной поверхности лишь второстепенную роль, на что автор указывал ранее.

Влияние медленных тектонических движений на рельеф общеизвестно. Исключительно велико их значение в проявлениях процессов эрозии, экзарации, гравитационных и др. С ними связаны изменения уровня подземных вод, развитие карстовых процессов и т. д. Проявляющиеся сильные и катастрофические импульсные движения усиливают и ускоряют многие из этих процессов. По экспериментальным данным, например, частые слабые импульсные движения способны увеличивать фильтрацию подземных вод, что не может сказаться на ходе экзогенных процессов. Кроме того, нельзя все крупные смещения, хронологически не связанные с землетрясениями, относить к явлениям сейсмогравитационным. Например, в соотношении крупного оползня на р. Могок в Дагестанской АССР с общим объемом смещенных горных пород 100 млн. м^3 нельзя утверждать, что это — сейсмогравитационное явление, как это делает В. П. Солоненко. По мнению М. В. Чуринова, высказанному еще в 1964 г., причиной оползня послужило не землетрясение, а обилие выпавших в год оползания осадков, превысивших норму на 150—250 %. Толща трещиноватых мергелей вдоль разлома насыщалась водой и постепенно увеличивалась в объеме, утяжелялась, что и привело к смещению горных масс. Таким образом, в каждом отдель-

ном случае требуется тщательное исследование и сопоставление всех данных. Но вместе с тем нельзя целиком отрицать значения слабых импульсных движений, широко распространенных как в сейсмических областях, так и вне их, на динамику разнообразных экзогенных процессов.

Установлено, что скорости медленных движений во времени значительно изменялись. Это влияло и на сейсмическую активность. Тектонические движения, в особенности дифференцированные, вызывают напряженное состояние земной коры, накопление упругой энергии, которое во времени идет также неравномерно. Изменялся и сейсмический режим. По мнению Д. В. Наливкина, история земной поверхности, как и все другие истории, создается совокупностью, совместным, чередующимся действием как эволюционных, так и революционных процессов и явлений. И в истории развития рельефа горных стран имели место катастрофические процессы, связанные со значительно большими скоростями проявления направленных вековых движений земной коры, сопровождавшихся быстрым накоплением упругой энергии, интенсивными проявлениями разломной тектоники, блоково-глыбовыми движениями, катастрофическими землетрясениями, а местами и процессами вулканизма.

Выраженные в рельефе следы разных типов сейсмодислокаций в ряде районов Кавказа, Тянь-Шаня и других горных стран в большинстве случаев оказываются приуроченными к раннему голоцену, позднему и раннему плейстоцену, т. е. отрезкам времени с более напряженными тектоническими процессами. Есть основание считать, что современная эпоха в целом отличается более низким уровнем проявления сейсмичности. Поэтому определение максимального уровня сейсмичности по палеосейсмодислокациям (без точного определения их возраста) неизбежно будет приводить к его завышению, что скажется на сейсмическом районировании и на решении вопросов палеогеоморфологии.

Оценка смещения и деформации земной поверхности, которая может быть связана с расширением горных пород в зоне очага перед разрывом, была дана в 1965 г. Л. А. Латыниной. Исходя из того, что очаг, в первом приближении, имеет вид сферического объема, в каждой точке которого происходит расширение, и первоначальные параметры (радиус сферы 10 км, объемная деформация 10^{-4}—10^{-5}), в эпицентральной зоне смещение оказалось равным 2,5—25 см, деформация 1,7 (10^{-5}—10^{-6}); на расстоянии 150 км деформация составляла уже величину 10^{-8}—10^{-9}, что может быть измерено приборами. Расчеты показали, что деформация (как горизонтальная, так и вертикальная компоненты смещения), связанная с процессами в очаге сильнейших землетрясений перед разрывом, может быть зарегистрирована в радиусе от эпицентра 100—200 км, однако величина ее оказывается незначительной.

Правильность наших выводов о сравнительно малом значении импульсных движений в региональном плане показывают и следующие расчеты, проведенные в 1976 г. Ю. В. Ризниченко и Э. А. Джебалидзе. Рассмотрев движения типа сейсмического течения горных масс, указанные авторы связали их с остаточными смещениями в очагах землетрясений. Схематически представив очаг корового землетрясения, как показано на рис. 111, *А*, и считая, что в этом объеме происходит раскалывание и смещение по одной из двух возможных плоскостей скола P и P^1, авторы рассчитали суммарное поднятие горных масс в области

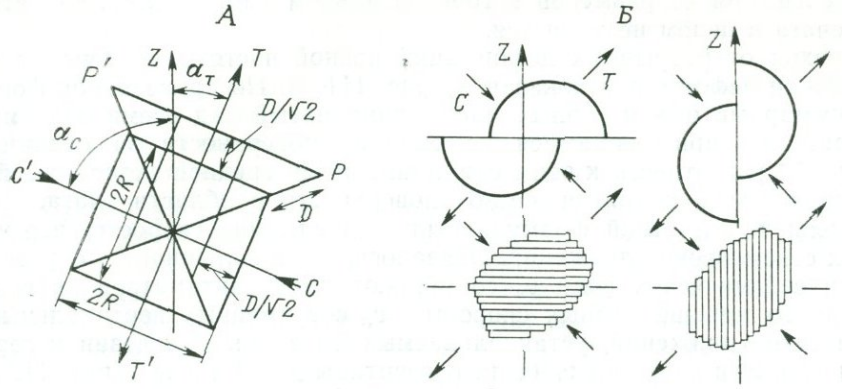


Рис. 111. Схема движений в очаге землетрясения (*А*) и общая деформация области очага при простых и сложных разрывах (*Б*) с осями растяжения *T* и сжатия *C*. По Ю. В. Ризниченко и Э. А. Джибалидзе

TT' — ось растяжения; *CC'* — ось сжатия; *PP'* — возможные плоскости разрыва; *D* — смещение по разрыву; $D/\sqrt{2}$ — смещение выколотой части; $(D\sqrt{2})\cos r$ — поднятие горных масс в области очага; $(D\sqrt{2})\cos c$ — то же, опускание; *R* — радиус поверхности разрыва

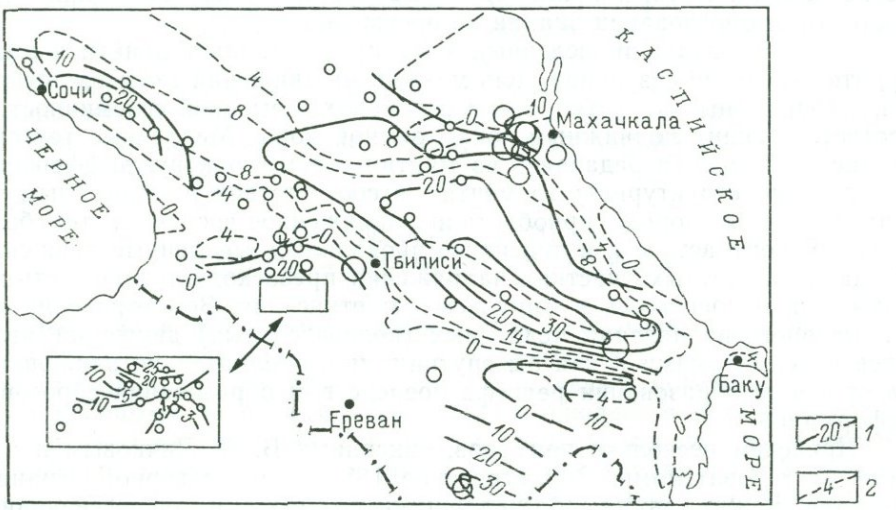


Рис. 112. Карта вертикальных сейсмотектонических движений (v_c) Кавказа. По Ю. В. Ризниченко и Э. А. Джибалидзе

1 — изолинии скорости v_c в мк/год вертикальных сейсмотектонических движений; *2* — скорости современных вертикальных движений $v_г$ в мм/год по данным геодезии и геоморфологии. На врезке — район Джавахетского нагорья

очага (Δh), связанное с движениями обеих осей *TT'* и *CC'*: $\Delta\bar{h} = D/\sqrt{2}\,(\cos\alpha_r - \cos\alpha_c)$.

Если площадь сечения очага равна *S*, то поднявшийся в области очага объем горных масс будет равен:

$$\Delta V = SD/\sqrt{2}\,(\cos\alpha_1 - \cos\alpha_c) = M_0/\mu\sqrt{2}\,(\cos\alpha_1 - \cos\alpha_c),$$

где M_0 — сейсмический момент (среднее смещение *D*), равный *SD*; μ — упругий модуль сдвига материала горных масс в области очага. Таким образом, приращение размеров области очага кверху происходит за

счет уменьшения ее размеров в горизонтальном направлении, так что объем очага в целом не меняется.

Переход от разрывных деформаций разной частоты повторения к непрерывной деформации показан на рис. 111, *Б*. По приведенной формуле суммарный объем горных масс, приподнятый над всеми очагами землетрясений, приходящимися на единицу поверхности за единицу времени, будучи отнесен к этим единицам, равен средней скорости сейсмотектонического поднятия земной поверхности в области очага. По окончательной расчетной формуле были определены скорости вертикальных сейсмических движений. Оказалось, что в большинстве случаев скорости сейсмических волн v_c составляют доли сантиметров в год. Они гораздо меньше полных скоростей $v_г$ современных вертикальных тектонических движений, устанавливаемых по данным геодезии и геоморфологии. Эти скорости v_c были рассчитаны для Кавказа (рис. 112). Общая конфигурация изолиний v_c (в мк/год) и $v_г$ (в мм/год) в основных чертах одинакова, хотя в деталях имеются различия. По данным v_c и $v_г$, область Главного Кавказского хребта продолжает подниматься; в зоне перехода к Прикаспийской депрессии (район г. Махачкала), а также в Куринской впадине (юго-западнее г. Баку) появляются отрицательные значения v_c и $v_г$, указывающие на продолжающееся углубление впадин. Авторы приходят к выводу, что роль землетрясений в росте гор и образовании впадин не превышает 1 %.

Таким образом, приведенный материал заставляет прийти к выводу, что рельефообразующая роль медленных движений сказывается как в платформенных областях, так и в районах с высокой сейсмичностью, соответствующих подвижным зонам земной коры. Медленные тектонические движения, передаваясь из мантии в земную кору, дифференцировались по структурным элементам в соответствии с эндогенным режимом. Горные породы приобретали напряженное состояние, тем большее, чем контрастнее и интенсивнее проявлялись медленные движения. Когда на известных участках напряжения превосходили прочность породы, они разрешались в импульсе землетрясения. Землетрясения зон интенсивного проявления медленных (колебательных) движений, являются их симптомами и как бы спутниками, дополнительно влияющими на процессы образования рельефа посредством образования сбросовых деформаций.

Приведем несколько примеров, описанных Б. Л. Личковым и другими исследователями. Землетрясение 1887 г. на северной границе Мексики между двумя образовавшимися сбросами, опоясывающими поднятие горной цепи, привело к возникновению сети холмов Сьерра-Террас. Поднятие достигало 7 м. После землетрясения 1872 г. в одной из долин Большого Бассейна (США) образовались ступенчатые сбросы длиной до 80 км с вертикальной высотой в 5—6 м (по данным Т. Гильберта). После землетрясения в Сан-Франциско 1906 г. образовался грандиозный прямолинейный сбросо-сдвиг, параллельный берегу Тихого океана, протяженностью 350 км. Сдвиг достигал 7 м, образовав уступ высотой 1,3 м, совпадающий с направлением тектонических линий. В 1897 г. при землетрясении Ассама в Индии образовались длинные трещины, параллельные горам, в том числе три больших сброса. Наибольший из них имел 22 км в длину при высоте уступа 12 м. В 1896 г. в Японии (провинция Хоншоу) после землетрясения образовались две большие расселины вдоль склона горного хребта. В одном месте по линии разлома произошел надвиг в 2 м. Сброс имел вид резкого уступа, местами вала, длина его 15 км. Другой параллельный

сброс имел длину до 25 км с уступом в 3 м. 4 января 1911 г. в Заилийском Алатау и Кунгей-Алатау при землетрясении образовалась тектоническая подвижка широтного направления длиной более 100 км. Такие примеры сейсмодислокаций можно было бы продолжить. Основными движениями, влиявшими во всех этих случаях на рельеф, по выражению Б. Л. Личкова, была современная эпейрогения, которая осложнялась радиальными дислокациями с проявлением землетрясений.

Существуют и другие взгляды. Обычно считается, что землетрясения — это следствие роста гор. Однако И. А. Резанов в 1977 г. высказал мнение о том, что эту зависимость целесообразно поставить в обратном порядке: образование гор есть следствие землетрясений. По его мнению, каждое землетрясение приводит к образованию крупной трещины, которой сопутствуют сотни тысяч трещин меньшего размера. Трещина разрушает, рыхлит породу, снижает ее монолитность и плотность. Каждое землетрясение образует новые трещины, подновляет существовавшие ранее. Заполняясь минеральными образованиями, они приводят к понижению плотности пород и увеличению их объема. В результате породы как бы разбухают, вследствие чего образуются горы и граница М испытывает прогибание. Анализ данных геоморфологии и выяснение геологической истории формирования горного рельефа противоречат таким представлениям. Именно дифференцированно проявляющиеся медленные (колебательные) движения и горизонтальное сжатие массивов, глыб, блоков приводят к напряженному состоянию горных пород, их деформации и землетрясениям. Разломы, сопровождающие их трещины и землетрясения есть следствие этих причин. Сейсмодислокации, будучи локальными, только усложняли рельеф сейсмических областей.

СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ И ВОПРОСЫ ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Неотектоника и землетрясения. Связь импульсных движений с новейшими тектоническими движениями прежде всего оказывается пространственной. Так, где происходят вертикальные новейшие движения с повышенными значениями скоростей, наблюдается появление значительного количества слабых и сильных землетрясений. Такие районы мы обычно называем сейсмичными. Участки с повышенной сейсмичностью связаны с подвижными областями земной коры, отличающимися большими градиентами скоростей медленных движений. Более точную картину такой связи можно видеть в распределении активных новейших движений и интенсивных импульсных движений, выражающихся в сильных землетрясениях, как бы отражающих проявление горообразовательных процессов в современный этап. Например, в восточной части США поднятия и опускания в среднем составляют ±3—5 мм/год, землетрясения слабые и редкие; в западной части, охватывающей и Кордильеры, скорость движений достигает 10—15 мм/год, землетрясения более частые и более интенсивные.

Выявляется и другая пространственная связь. При сильных землетрясениях импульсные движения охватывают площади большой протяженности. В земной коре сильный импульс, вызванный снятием накопленной упругой энергии, приводит к значительному перераспределению напряжений и, как следствие, к изменению скорости, а в ряде случаев и напряженности тектонических движений. Примеры такого перераспре-

деления напряжений, связанных с разломами разной формы и различной ориентировки к направлению общего сжатия, по данным экспериментов, приводятся вслед за М. В. Гзовским [14] и другими авторами. При этом изменяется и величина максимальных касательных напряжений (см. рис. 97).

Такое перераспределение напряжений наблюдается в однородных структурных зонах и сказывается на различных тектонических процессах. Например, катастрофа в Чилийско-Аргентинских Андах 18 апреля 1932 г., когда почти одновременно пришли в действие 25 крупных вулканов, образующих ряд длиной в 800 км (от Сант-Яго до Консепскан), объясняется быстро распространившимся тектоническим импульсом, охватившим огромную площадь. Это подтверждает наличие упругих напряжений и быстрое их распространение на больших расстояниях в земной коре.

После катастрофического землетрясения в Чили 21 и 22 мая 1960 г. ($M=7{,}5$ и 8,5) смещения затронули площадь около 130 000 км^2. Изменения уровня моря на побережье и на прибрежных островах свидетельствуют о поднятии огромной прибрежной территории на 5,7 м. Такое смещение на расстоянии до 700 км было объяснено подвижкой Чилийского сектора Тихоокеанского блока земной коры под континент на 20—40 м. Статистические исследования сейсмичности центрального района Чили позволили определить частоту повторяемости разрушительных землетрясений примерно раз в сто лет. Аналогичные деформации отмечаются Дж. Петкером и для землетрясения на Аляске в 1964 г. ($M=8{,}4\div8{,}6$). Длина их определяется в 800 км и ширина около 400 км. Область подвижек вытянута вдоль Алеутского глубинного желоба. Блок вблизи желоба испытал поднятие. Расположенный далее опустился. Максимальное поднятие достигало 10 м, опускание — до 2 м на расстоянии до 600 км от эпицентра.

Приведенные примеры показывают, что когда в какой-то сейсмической зоне на Земле происходит разрушительное землетрясение, оно обязательно вызывает изменение напряженного состояния на обширной территории за счет выделившейся упругой энергии. Так как в целом Земля представляет собой одну гигантскую систему напряжений, то изменения их в одном месте неизбежно вызывают перестройку в других, особенно в той же сейсмической зоне, которая также представляет единую систему напряжений. Такая миграция отмечалась для Алеутских островов, Камчатки, Чили и других районов. Подробный анализ такой миграции был дан К. Моги и М. Боттом. Скорость изменения напряжений в пространстве по примерным подсчетам определяется до 5—16 км/ч. Такая же миграция на расстоянии 1600—1900 км выявлена В. П. Солоненко для Монголо-Байкальского сейсмического пояса, в виде своеобразной «переклички» импульсных толчков сильных землетрясений (с $M=6\div8{,}6$) на его флангах. Перемещение импульса тектонических движений на новый участок пояса означает ослабление напряжения на прежнем участке. Быстро происходящее перераспределение упругих напряжений вызывает новое накопление их в этом участке, подготавливая новый импульс. К. Моги, М. Боттом и другими установлена миграция импульсов не только в горизонтальном, но и в вертикальном направлениях, выражающаяся в изменении глубины очагов землетрясений. Отмечались случаи взаимосвязи деформаций Земли на расстоянии до 2000 км от эпицентра землетрясений и даже до 10 000 км, выражавшейся в проявлении наклонов земной поверхности в сторону эпицентра, на что в 1963 г. указывала Л. А. Латынина.

Это подтверждает быструю передачу напряжений (движений) и существование планетарного механизма деформаций.

Перераспределение напряженного состояния, которое может проявляться на огромной площади (десятки и сотни тысяч квадратных километров), влияет на поведение отдельных блоков земной коры и на формирование рельефа земной поверхности. В их пределах начинает меняться режим медленных тектонических движений. Он сказывается как на направленности и скорости движений, так и на тектоническом крипе — ползучести,— приводящем к перемещению отдельных блоков по разломам, что неминуемо ведет к изменениям режима подземных вод, дебита источников, геохимических особенностей подземных вод, водоносности рек и т. д.

Установлено, например, что в Восточном Саяне и Южном Прибайкалье химический и газовый состав минеральных вод, их минерализация и температура находятся в зависимости от степени активности разломов. К малоактивным в настоящее время разломам приурочены выходы холодных минеральных вод, выделяющих углекислоту; с сейсмически активными разломами связаны высокотемпературные воды (до 95 °С) азотного и метанового состава. При этом отмечено, что источники реагируют на импульсные движения повышением дебита, изменениями температуры, хотя эпицентр импульса может располагаться на значительном расстоянии. Такие закономерности отмечаются и в других районах проявления импульсных движений (Средняя Азия и др.). Наблюдающиеся современные трансгрессии Торейских озер в юго-восточном Забайкалье и озер в соседних районах Северо-Восточной Монголии, происходившие в 1908 и 1958 гг., обоснованно связывают (Н. А. Мариновым и В. П. Солоненко) с предшествовавшими этим трансгрессиям сильными землетрясениями: Северо-Хангайским 1905 г., Муйским 1957 г. и Гоби-Алтайским 1957 г.

Таким образом, медленные ($Т_м$) и импульсные ($Т_и$) тектонические движения можно рассматривать как различную реакцию коры и верхней мантии на проявление единых глубинных процессов. Наблюдаются эти движения повсеместно. Параллельно на всей поверхности Земли происходят процессы денудации (Д). При этом в областях горообразования, где $Т_и$ проявляются интенсивно и часто $Т_м > Д$, в значительной мере импульсные движения подчиняются закономерностям генетически близким им медленых тектонических движений. Накопление сейсмической энергии (Е) в зонах разломов, когда напряжения, вызываемые деформацией, превосходят временную прочность, разрешается толчком землетрясения ($Т_з$). В других случаях проявляется крип ($Т_к$). Можно записать:

$$Т_м > Д \rightarrow \text{накопление } Е \rightarrow Т_и \rightarrow Т_з\,(Т_к).$$

Все сказанное иллюстрирует принципиальная схема взаимодействия медленных и быстрых (импульсных, сейсмических) тектонических движений (рис. 113). Рассматривая ее, надо иметь в виду, что возникающее напряженное состояние земной коры усиливается при изменении температуры недр и при проявлении термоупругих напряжений. Все это ведет к изменениям физико-механических свойств среды, о чем, например, говорят локальные изменения отношений в местах «созревания» очагов будущих крупных землетрясений. Следствием такого взаимодействия является возникновение геоморфологических, геодезических и других аномалий и нарушение гидрохимических и газовых режимов.

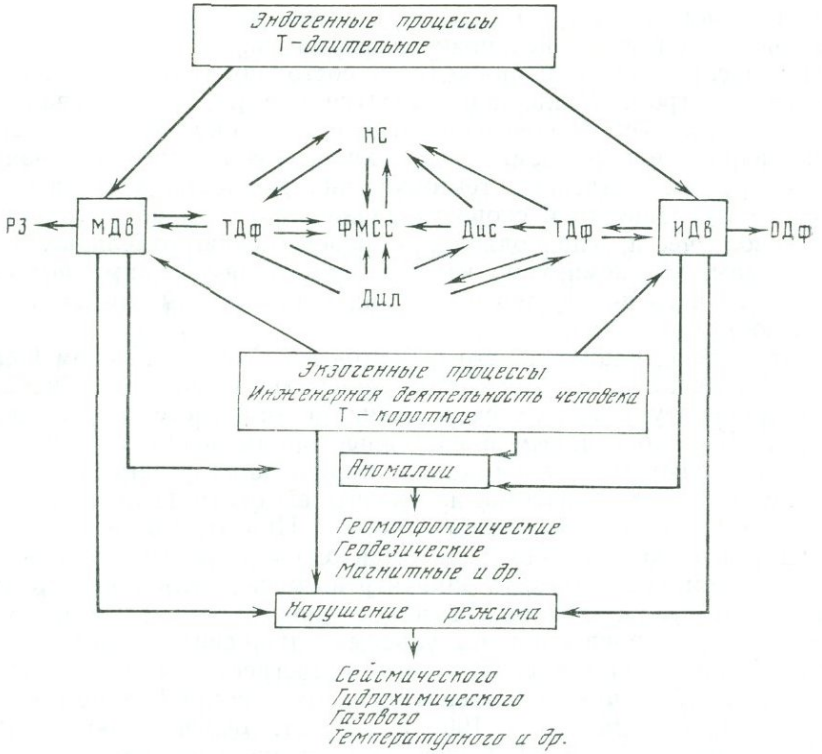


Рис. 113. Принципиальная схема взаимодействия медленных (МДв) и импульсных (ИДв) тектонических движений

РЗ — рельеф земной поверхности; ТДФ — тектонические деформации (упругие, пластические); НС — напряженное состояние земной коры и мантии; Дил — дилатация; Дис — дисторсия; ФМСС — изменение физико-механических свойств породы; ОДФ — остаточные деформации; Т — геологическое время

Современные медленные движения и деформации земной коры как предвестники землетрясений. За последние годы в разных странах появились данные, позволяющие установить тесную связь движений, выявляемых геодезическими методами, с землетрясениями. Для раскрытия таких связей нужно не менее трех нивелировок в районе будущего эпицентра землетрясений. Длинный ряд наблюдений проводился на Алма-Атинском геодинамическом полигоне. Были обнаружены разные скорости современных движений на противоположных крыльях разлома (6 мм/год и 11 мм/год). Установлены блоки земной коры, которые испытывают восходящие дифференцированные движения. Многократные повторные нивелировки выявили колебательный характер движений с заметной тенденцией поступательного векового движения. Значительные контрастные вертикальные движения объясняют не случайными ошибками, а наложением медленных и импульсных (сейсмических) движений.

Для многих районов, особенно орогенных областей, характерна мозаичная структура поверхностных частей земной коры, густая сеть разломов, флексурных перегибов, множество мелких блоков, которые движутся с различной скоростью и часто в разных направлениях. Сложность и неоднородность тектонической структуры, частую смену знака движений в пространстве и во времени отражают повышенные

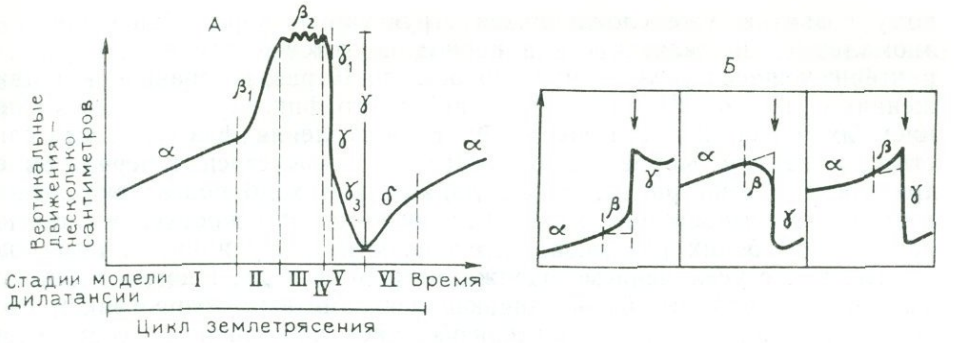


Рис. 114. Кривая изменения скорости вертикальных движений (*А*) при землетрясении, по П. А. Остропико, Э. М. Антоненко, П. А. Артушкевич, и данные лабораторных исследований изменения напряжений (*Б*), по К. Моги

I — формирование упругих напряжений; II — процесс собственно дилатансии; III — преобладание притока жидкости; IV — восстановление порового давления; V — главный толчок; VI — афтершоки

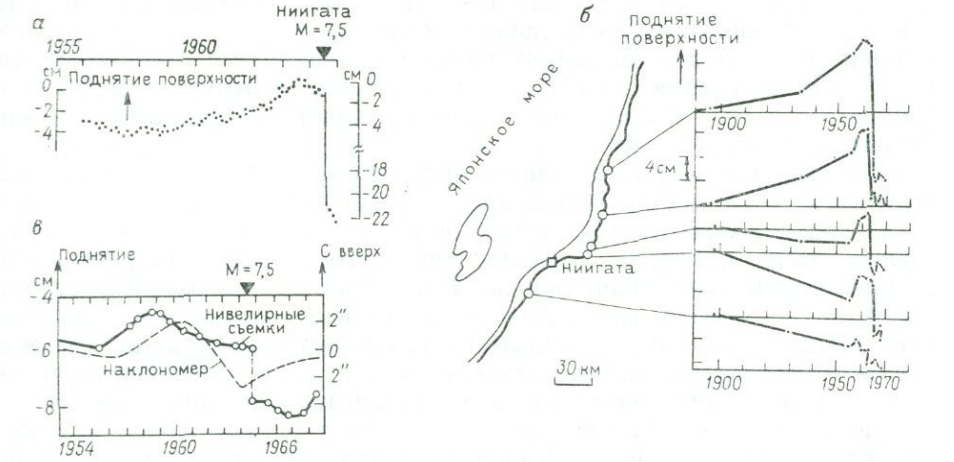


Рис. 115. Предсейсмические движения поверхности при землетрясении Ниигата (о-в Хонсю, 1964 г., М-7,5). По К. Касахара

Данные наблюдения получены с помощью: *а* — приливных датчиков; *б* — нивелирных съемок; *в* — наклономеров

градиенты современных вертикальных движений сейсмических областей. Размеры блоков различны. Геодезическими методами выявляются блоки площадью в 1—2 км² (Скопле, Югославия) и даже в 0,1 км² (Венгрия). Повышенные градиенты современных движений, соответствующие активным разломам, флексурам, выявили потенциально сейсмичные полосы контрастных движений.

По наблюдениям в Японии, СССР, Венгрии, США [22, 32 и др.] усилиями различных исследователей на достоверных примерах, хотя и немногочисленных, устанавливается смена характера вертикальных движений в ходе подготовки землетрясения, на которую обратил внимание Ю. А. Мещеряков. Удалось выявить 3—4 (а в ряде случаев и более) фазы движений, сменяющих друг друга во времени (рис. 114). Теоретически выделяют три типа движений земной поверхности, устанавливаемых геодезическими наблюдениями. Медленные движения α, характерные для «спокойного» периода, способствующие унаследован-

ному развитию уже сложившихся структурных форм. Движения β — аномальные, проявляющиеся в период подготовки землетрясения, характеризующиеся увеличением скорости до 10 раз, по сравнению с движениями типа α. Начало β движений часто фиксируется или изменением их знака, или затишьем. Факт наступления фазы β свидетельствует о начале необратимого процесса непосредственно перед землетрясением. Смена разных типов движений в ходе подготовки землетрясений сказывается на некоторых геологических процессах: степени развития глубоких разломов, интенсивности циркуляции по ним подземных вод с увеличением содержания радона и др. Иногда здесь выделяют две подфазы: β_1 — отличающаяся заметным возрастанием скорости движений, и β_2 — характеризующаяся неустойчивым состоянием в виде пульсирующей деформации, проявляющейся за несколько месяцев перед сильным землетрясением.

Движения типа γ отличаются высокой интенсивностью и вызваны самим землетрясением (движение разрывного характера). Здесь выделяют три фазы: γ_1 — движения непосредственно перед главным толчком; γ_2 — импульсные движения в момент главного толчка в виде мгновенного смещения на земной поверхности; γ_3 — быстрое движение после главного толчка продолжительностью от недель до месяцев. Почти всегда эти движения противоположны по направлению и знаку движения. Фаза γ_3 указывает, что главный толчок γ_2 полностью не снял накопленных напряжений.

В некоторых случаях удается выделить фазу δ — переходную, как результат остаточного напряжения, оставленного землетрясением. С окончанием фазы δ цикл землетрясения заканчивается и снова наступает фаза α, характеризующая медленные непрерывные движения с накоплением новых напряжений. Некоторые авторы (П. А. Остропико, Э. М. Антоненко, П. А. Артушкевич) отмечают колебательный характер этой фазы, обусловленный происходящими в районе наблюдений слабыми землетрясениями, которые вызваны локальными напряжениями. Вместе с тем накопление деформаций и движений продолжается, что подтверждается результатами исследований вертикальных движений на других полигонах. Примером предсейсмических движений поверхности может явиться землетрясение 1964 г. в Ниигата [22] (рис. 115).

Реальность фаз α, β, γ подтверждается лабораторными исследованиями деформации материалов по изменению напряжений. Экспериментально получены кривые изменений напряжений (см. рис. 114, *Б*), качественно сходные с кривыми движений земной коры. Разрыву предшествуют аномальные деформации и образование многих микроразрывов, что объясняет и ход движений и проявление форшоков перед крупным землетрясением [32].

Установить продолжительность фаз движений β, γ и δ очень трудно и, очевидно, для разных тектонических областей они имеют свои особенности. По имеющимся данным, фаза β начинается за несколько лет или десятилетий до сильного толчка (от 2—3 до 25 лет и более). Для более интенсивных землетрясений продолжительность этой фазы увеличивается (первые сотни лет, например, для землетрясения Аляски). Фаза β-движений очень важна для прогноза землетрясений. Установлено, что логарифм продолжительности (t) этой фазы для более чем 30 землетрясений связан следующей зависимостью: $\lg t$ (год) = = 0,5M—3, где M — магнитуда землетрясения. По этой формуле можно предсказать и магнитуду готовящегося землетрясения. Например,

для Приалмаатинского района начало фазы β непосредственной подготовки землетрясений с M=6,8 не превышало трех лет. Выделенные фазы движений пытаются связать со стадиями модели ДД (см. рис. 103).

Подтверждением того что при подготовке сильного землетрясения изменяются свойства среды, являются установление временных вариаций азимутов осей сжатия перед землетрясением (М. А. Садовский, И. Л. Нерсесов, С. К. Нигматуллаев, Л. А. Латынина, А. А. Лукк, А. Н. Семенова, И. Г. Симбирева, В. И. Уломов). При изучении механизмов очагов слабых толчков в зоне подготовки сильного землетрясения в Средней Азии было установлено вращение осей сжатия. Это позволило определять долгосрочные и краткосрочные предвестники. Учитывая медленность проявления тектонических движений и формирование связанных с ними деформаций, растягивающихся на многие сотни тысяч и миллионы лет, быстрые изменения направлений тектонических напряжений в очаговой зоне можно объяснить протекающими изменениями среды, отраженными на моделях землетрясений ЛНТ и ДД (см. рис. 103, 104).

Таким образом, установленные наблюдениями изменения скорости медленных тектонических движений во времени и деформации поверхности Земли при подготовке сильного землетрясения оказываются генетически тесно связанными.

Гидрогеохимические предвестники землетрясений. В сейсмических областях газы глубинного генезиса, мигрирующие по системе трещин, быстро реагируют на изменение сейсмической активности. Отмечается стабильность состава и интенсивности газового потока в условиях относительного покоя. В периоды сейсмической активности существенно меняется изотопный состав элементов, в том числе и газообразных флюидов, что указывает на их интенсивный поток из более глубоких горизонтов земной коры. Интересные материалы получены при наблюдении за характером вариаций содержания радона в некоторых скважинах термоминеральных вод Ташкентского артезианского бассейна. Незадолго до землетрясения 1966 г. и во время следующих за ним афтершоков в подземных водах образовались зоны геохимических аномалий с изменявшимся солевым газовым и изотопным составом. Сейсмическая активность влияет и на другие химические элементы (гелий, аргон, кислород, азот и др.), их изотопы, а также физические свойства подземной воды. Исследование гидрогеохимических параметров получило название газогидрометрического метода. Он с успехом применялся Д. Г. Осиком во время землетрясения 1970 г. в Дагестане, где помимо вариаций радона в водах изучался химический состав газов и вариации изотопов углерода, углеводородов и углекислоты. Было установлено, что изменения уровней и дебиты вод, нефти и газов в источниках и скважинах наблюдаются далеко за пределами эпицентральной части землетрясения, на расстоянии 100 км и более. Одно эмпирическое сопоставление данных по дебитам некоторых рек и минеральных источников Ашхабадского района и энергии землетрясений, выделившейся в этом районе по скользящим средним пятилеткам показало, что не только изменения дебитов рек и источников $Д(t)$, а и выделение энергии в результате землетрясения $E(t)$ имеет периодический характер с полным периодом, как установил М. Р. Милькис, около 22—24 лет. Экстремумы функций $Д(t)$ и $E(t)$ в большинстве случаев совпадают или незначительно смещены во времени. При целенаправленном детальном изучении в скважинах динамического режима флюидов, вклю-

чая и воду, было установлено, что геохимические показатели, отмеченные выше, могут иметь важное значение для прогнозирования проявлений тектонических движений и напряженного состояния в земной коре.

Называют несколько процессов, ответственных за поступление в атмосферу и гидросферу химических элементов и соединений. Их связывают с физико-химическими процессами, протекающими в зоне очагов землетрясения, с изменениями физического состояния горных пород. Мгновенное снятие части нагрузок с определенного объема пород при тектонических движениях — землетрясениях и образование зон пониженных давлений в области сдвиговых деформаций нарушает природное равновесие системы горные породы — летучие элементы. Снятие давления ведет к десорбции какого-то количества летучих, переходу их в подвижное состояние и миграции по системе трещин. Наиболее интенсивно на такие нарушения природных систем реагируют наименее полярные молекулы газов, обладающих минимумом свободной энергии, такие, как He, Ar, H_2, N_2 и др. При этом разрушение минералов приводит к вскрытию полостей в них, заполненных жидкой и газовой фазами. Нарушение кристаллических решеток, в свою очередь, стимулирует выделение летучих продуктов распада элементов рядов U, Th и K, которые, попадая в зоны дробления, также мигрируют. Непосредственно в очагах землетрясений при образовании густой сети трещин возникают колебания широкого спектра (от долей герца до 10—30 кгц и выше). Энергия колебательных движений влияет на состояние кристаллических решеток, а также нарушает адсорбционные связи газов со стенками пор и микротрещин, переводя их из связанного состояния в свободное. В итоге образующиеся газо-, гидро-, изотопно- и радиогеохимические аномалии отражают интегральный эффект физико-механических, физико-химических и радиохимических процессов в породах, испытывающих упругие и хрупкие деформации.

Путем экспериментов выявлена взаимосвязь выделения летучих компонентов из пород при создании механической нагрузки в их разрушении, что имеет важное значение для гидрогеохимических методов прогноза землетрясений, вулканических извержений и горных ударов. В лабораторных и натурных экспериментах изучался процесс выделения гелия, радона и ртути. Считают, что дегазация пород связана с процессами трещинообразования уже на начальных стадиях развития.

В. Л. Барсуковым, Г. М. Варшолом, В. С. Серебрянным, А. И. Могилевским выявлено, что наиболее информативными для прогноза землетрясений являются такие газовые компоненты вод, как гелий, радон, диоксид углерода, сероводород. При этом время действия предвестника, длительность и величина аномалии зависят от магнитуды и эпицентрального расстояния готовящегося землетрясения. Ртуть является газообразным предвестником с минимальным временем проявления и эффективна для оперативного прогноза. Вообще указанные предвестники более часто проявляются в эпицентральных зонах и полезны для краткосрочных и оперативных прогнозов. Анализ концентраций макро- и микрокомпонентов вод в период, предшествующий землетрясению, показывает, что они имеют характер всплеска длительностью от нескольких часов до 1—2 дней и который проявляется за 1—10 дней до сейсмического события.

Успешно развиваются исследования и по изотопным предвестникам землетрясений. Здесь используют вариации изотопных отношений $^3He/^4He$; $^{13}C/^{12}C$ в CO_2 и CH_4; Д/Н и $^{18}O/^{16}O$ в воде;

$^{4}He/^{40}Ar$:$^{40}Ar/^{36}Ar$; $^{234}U/^{238}U$ и др. В зависимости от конкретных геологических условий и особенностей землетрясений аномалии изотопных отношений, как указывают В. Л. Барсуков и другие, проявляются в форме импульсов или имеют на графиках вид бухтообразных кривых.

Сейсмическое районирование и прогноз землетрясений. При изучении импульсных тектонических движений и решении задач прогноза землетрясений используют термины «сейсмотектоника» и «сейсмогеология», часто подменяя одно другим. Под сейсмотектоникой обычно понимают раздел геотектоники, изучающей связь землетрясений с тектоникой, тектонические условия их возникновения. Под термином сейсмогеология подразумевают изучение геологических условий проявления землетрясений, их влияние на рельеф и на динамику различных экзогенных процессов (сели, обвалы, оползни и др.). Таким образом, в круг проблем, изучающихся сейсмогеологией, входят как вопросы сейсмотектоники, так и вопросы изучения сейсмически обусловленных форм рельефа, физико-геологических процессов, которые были выделены как специальная ветвь сейсмогеологии — сейсмогеоморфология [44]. Наконец, в сейсмогеологии выделяется ветвь — палеосейсмогеология с задачами изучения следов землетрясений, проявлявшихся в далеком геологическом прошлом и выраженных в сейсмодислокациях, текстурах и литологии толщ горных пород, подвергшихся воздействию импульсных движений.

Сейсмогеологический анализ предусматривает комплекс методических приемов, позволяющий дать прогноз землетрясений и их последствий путем проведения сейсмотектонического районирования и сейсмогеоморфологических исследований с привлечением данных сейсмологии. В задачи такого анализа входит: выявление связей слабых и сильных землетрясений с глубинным строением земной коры, с неотектоникой, с отдельными структурными формами; выделение сейсмоструктур, сейсмотектоническое районирование с использованием данных неотектоники; понимание механизма очага землетрясения по данным физики и геологии землетрясений. Цель анализа: прогноз места и интенсивности землетрясения, прогноз его воздействия на поверхность; по возможности, прогноз времени, когда произойдет толчок; выявление направленности развития структурных форм, изменений напряженного состояния земной коры, установление упругой сейсмической энергии в виде быстрых импульсных движений; прогноз развития сейсмогенерирующих структурных форм разных рангов; изучение тектонических процессов, происходящих в очаге землетрясения, тектонофизических условий их проявления. Это достигается изучением истории развития тектонических структур, анализом данных по физике землетрясений, постановкой экспериментов с привлечением подходящих аналогий.

Следует рассматривать и последствия землетрясений, их влияние на рельеф земной поверхности, возможное усиление экзогенных процессов (сейсмогеоморфология), образование разного типа остаточных деформаций, таких как сейсмодислокации и т. д. Объектами изучения при этом являются структурные формы разных рангов как древнего, так и новейшего заложения, а также разрывные формы тектоники разных порядков и типов с выявлением «живых» деформаций. Все объекты изучения сейсмотектоники и сейсмогеоморфологии сопоставляются с параметрами землетрясений, выявленными методами сейсмологии. В сейсмических зонах объектом наблюдения и изучения являются также упругие свойства разных типов горных пород, распределение физико-геологических процессов (потенциально сейсмоопасных), многолетней мерзлоты и гидрогеологические условия.

Все перечисленные объекты и получаемые данные сопоставляются с геофизическими полями (гравитационными, магнитными и пр.). После комплексного анализа всех материалов дается заключение о динамике формирования и развития сейсмогенерирующих структурных форм, устанавливается механизм деформаций (разных рангов), строится геологическая модель возможных очаговых зон, проводится сейсмотектоническое районирование. Все это является базой для общего сейсмического районирования, а в ряде случаев для детального и сейсмического микрорайонирования.

Таким образом видна тесная связь сейсмогеологии с сейсмологией; переплетаются и задачи этих исследований, хотя методы изучения и выражения результатов у них разные. В последние годы в области сейсмогеологии появились интересные идеи, высказанные Н. А. Флоренсовым, В. П. Солоненко, В. С. Хромовским и др. Разрабатываются новые количественные характеристики тектонических движений, позволяющие выявить количественные связи между сейсмическими и геологическими явлениями, делается попытка системного анализа сейсмических и сейсмотектонических явлений [44, 50]. Все сказанное об изучении импульсных движений имеет прямое отношение к труднейшей задаче — прогнозу землетрясений. Предсказание и предотвращение последствий землетрясений по всеобщему признанию является важным научным направлением и крупной научно-технической проблемой современности.

Исторически складывалось так, что особо остро проблема предсказаний землетрясений ставилась после каждого катастрофического землетрясения. Так, например, после катастрофического землетрясения в г. Алма-Ата (г. Верный) 3.01.1911 г. известный сейсмолог Б. Б. Голицин сформулировал ряд научных проблем по выявлению предвестников землетрясений, а после землетрясения 5.11.1948 г. в предгорьях Копет-Дага, разрушившего г. Ашхабад, проблема прогноза землетрясений и поисков их предвестников стала одной из центральных в советской сейсмологии и сейсмотектонике. С 1949 г. эта проблема разрабатывалась большим коллективом исследователей под руководством Г. А. Гамбурцева. В Гармском районе ТаджССР в это время был заложен геофизический полигон, на котором впоследствии были сделаны основные открытия в области предвестников землетрясений.

Проведенные в то время исследования способствовали уточнению наших знаний о природе землетрясений, радикальному улучшению методики геофизических, особенно сейсмологических наблюдений, развитию экспериментальных тектонофизических работ. Именно они позволили тогда впервые сформулировать две стороны прогноза землетрясений: предсказывание места и силы возможных землетрясений и прогноз времени их возникновения. При этом долгосрочный прогноз землетрясений первоначально рассматривался Г. А. Гамбурцевым как основная задача сейсмического районирования и должен был состоять в предсказании интенсивности и спектра максимальных сотрясений в функции места по крайней мере на ближайшие 100—200 лет.

Тогда же был поставлен вопрос о краткосрочном прогнозе, который должен был основываться на получении главным образом изменений физических характеристик земной коры. При этом ожидались изменения скоростей сейсмических волн в зоне очага будущего землетрясения, усиления сейсмической активности, появление деформаций на земной поверхности, изменения напряжений в поверхностных слоях земной коры и пр. За рубежом в то время имелись лишь разрозненные исследования. В итоге группой Г. А. Гамбурцева была разработана четкая про-

грамма дальнейших исследований, в которой прогноз землетрясений (в том числе и сейсмического районирования) предполагалось рассматривать как комплексную физико-геологическую задачу, решаемую на основе изучения глубинных процессов.

В течение многих лет казалось невозможным добиться предвидения землетрясений — предсказать место, время, силу толчка и воздействие на земную поверхность. Однако в последние годы развитие инструментальной базы сейсмологии, накопление наблюдений, опыт успешного применения ЭВМ позволили разным группам ученых взглянуть более оптимистически на возможность решения этой сложнейшей задачи. После Ташкентского землетрясения (26.04.1966 г.) работы по прогнозу были усилены, и эта проблема стала ведущей в советской сейсмологии. В то же время С. А. Федотовым была показана возможность долгосрочного прогноза землетрясений на основе анализа сейсмичности Курило-Камчатского региона. Было обнаружено, что сильнейшие землетрясения мигрируют по зоне островной дуги с периодом в ~ 100 лет и новые сильные землетрясения возникают там, где они долго не возникали.

Первым этапом прогноза землетрясения является общее сейсмическое районирование (ОСР) с составлением обзорной мелкомасштабной карты. Оно предназначается для использования при планировании развития народного хозяйства страны и отдельных республик. По данным ОСР вырабатывают мероприятия по ликвидации последствий возможных землетрясений. ОСР позволяет выявить сейсмически опасные места и прогнозировать предельную величину возможных сотрясений и их среднюю повторяемость. Оценка сейсмического воздействия по данным ОСР допустима лишь для объектов низшей категории и является основой для более детальных исследований. Карта ОСР — это нормативный документ, позволяющий рационально вести строительство в сейсмических районах с целью снижения материального ущерба в случае землетрясений.

В 1978 г. закончена огромная коллективная работа по составлению нормативной карты сейсмического районирования территории СССР в масштабе 1 : 5 000 000 [67]. Она отличается уточнением содержания сейсмической шкалы и основных параметров сильных землетрясений, показом зон возможного возникновения очагов разрушительных землетрясений по геологическим и геофизическим данным, а также интенсивности и повторяемости ожидаемых землетрясений. Однако вновь возникающие катастрофические землетрясения все время вынуждают вносить в карту новые исправления. Это проистекает из-за недостаточного учета геологических данных. При создании карты ОСР следует учитывать не только данные сейсмостатистики и по физике землетрясений, но и то, что Г. А. Гамбурцев назвал «геологическими критериями сейсмичности» — данные сейсмогеологии, которые, конечно, принимаются во внимание, но, очевидно, в недостаточной степени. Необходимо: 1) больше учитывать конкретную геологическую и геофизическую обстановку, в качестве основной характеристики которой мы понимаем геоструктурную область, характеризующуюся своим режимом эндогенных процессов; 2) обосновывать свои выводы с учетом результатов историко-геологического анализа; 3) выделять сейсмические районы не по географическому положению, а привязывая их границы к крупным геоструктурным областям; 4) учитывать при детальном районировании экзогенные геологические процессы, их особенности, интенсивность, распространение и направление развития (обвалы, оползни, земляные лавины, сели, мерзлота); 5) исходить из понимания землетрясений как сложного при-

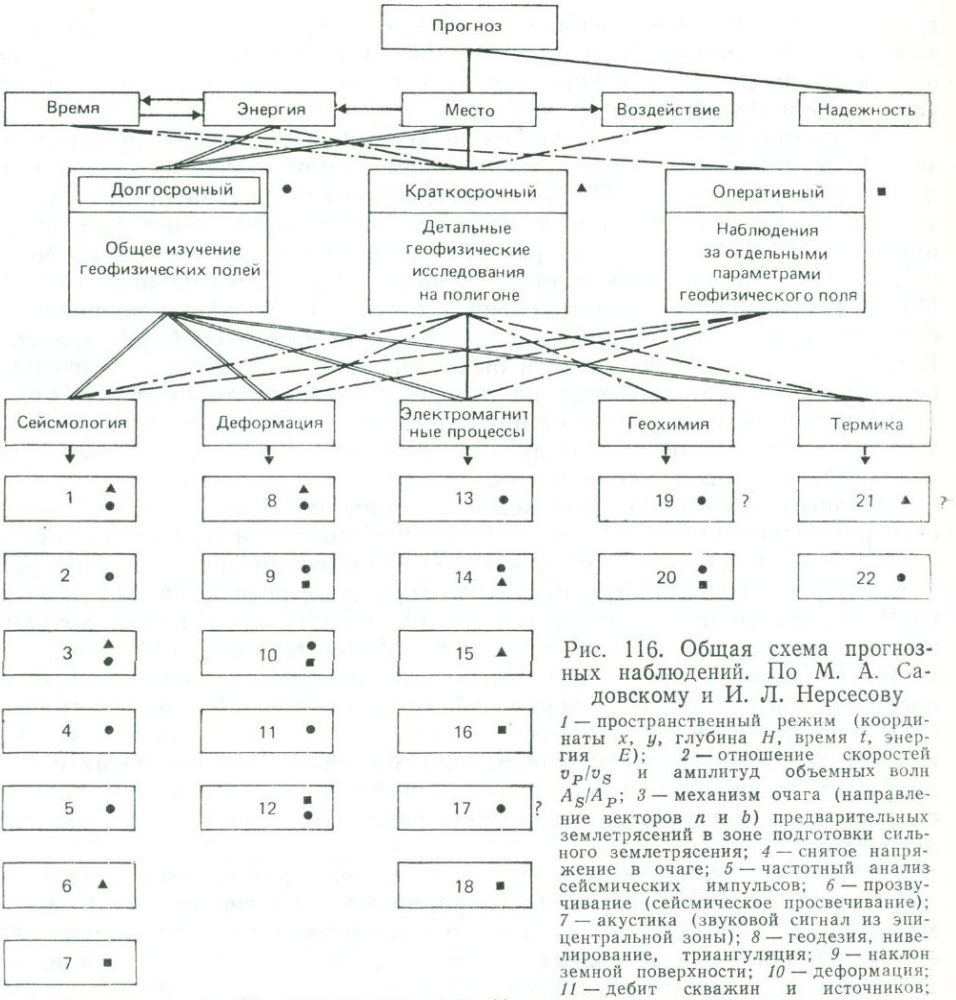


Рис. 116. Общая схема прогнозных наблюдений. По М. А. Садовскому и И. Л. Нерсесову

1 — пространственный режим (координаты x, y, глубина H, время t, энергия E); *2* — отношение скоростей v_P/v_S и амплитуд объемных волн A_S/A_P; *3* — механизм очага (направление векторов n и b) предварительных землетрясений в зоне подготовки сильного землетрясения; *4* — снятое напряжение в очаге; *5* — частотный анализ сейсмических импульсов; *6* — прозвучивание (сейсмическое просвечивание); *7* — акустика (звуковой сигнал из эпицентральной зоны); *8* — геодезия, нивелирование, триангуляция; *9* — наклон земной поверхности; *10* — деформация; *11* — дебит скважин и источников; *12* — пластовое давление; *13* — теллурические токи; *14* — зондирование на переменном и постоянном токе; *15* — магнитные вариации; *16* — дифференциальные магнитные наблюдения; *17* — электропроводность воды источников; *18* — атмосферное электричество; *19* — сорбированные газы в породах: радон, гелий, CO_2, ртуть; *20* — химический состав вод и газов источников и скважин; *21* — тепловой поток в скважинах; *22* — температурный режим источников. Кружок, треугольник и квадратик — долгосрочные, краткосрочные и оперативные предвестники

родного геологического явления, тесно связанного с другими явлениями; 6) принимать во внимание интенсивность и направленность новейших и современных тектонических движений, нередко играющих роль в создании полей напряжений, и др.

Для изучения сейсмогенерирующих структур и сейсмических событий, которые могут представлять опасность для проектируемых больших строительных объектов, производится детальное сейсмическое районирование (ДСР) с составлением карт, масштаб которых (1 : 1 000 000—1 : 200 000) определяется категорией строительного объекта. ДСР дает оценку вероятности появления на изучаемой территории сотрясений различной интенсивности, оценку параметров сейсмических колебаний, излучаемых местными очагами, прогноз возможной активизации различных физико-геологических явлений. На основании полученных данных рекомендуются пассивные мероприятия — уход от опасности, т. е. выбор

участков с минимальной вероятностью возникновения землетрясений и других видов геологической опасности.

Для обоснования строительства на территории городов проводится крупномасштабное (масштаба 1 : 25 000 и крупнее) сейсмическое микрорайонирование (МСР). При этом оценивается реакция среды на сейсмическое воздействие, в частности, влияние рельефа, тип грунтов, положение грунтовых вод, возможность образования остаточных деформаций, развитие оползней, обвалов и т. д. Выявляется изменчивость перечисленных параметров в пространстве. В итоге рекомендуются пассивные мероприятия, сводящиеся к выбору участков с минимальным приращением сейсмического эффекта (водонасыщенные грунты увеличивают сотрясаемость на 1—3 балла) и минимальной возможностью усиления физико-геологических явлений.

В настоящее время насчитывают более 200 предвестников землетрясений. Пока это понятие используется очень широко и произвольно. Их делят на «перспективные» и «обнадеживающие», «краткосрочного» и «длительного» действия. Научная классификация их пока отсутствует.

Предвестники сильных землетрясений ($M \geqslant 5$) классифицируются как долгосрочные (годы, десятилетия), краткосрочные (месяцы, недели) и оперативные (сутки, часы). Примером современного комплексного наблюдения с учетом предвестников сильных землетрясений может служить схема (рис. 116), составленная М. А. Садовским и Н. Л. Нерсесовым. Для определения места возникновения землетрясения, времени и ожидаемой силы требуется широкий комплекс исследований, который проводился на Гармском геодинамическом полигоне. Помимо этого необходим прогноз сейсмического воздействия на поверхность Земли. В какой-то степени, как указывают М. А. Садовский и И. Л. Нерсесов, ДСР и МСР являются общей частью прогнозной проблемы с тем существенным различием, что прогноз времени, места и силы является «динамическим» прогнозом, а районирование — «статическим». В перспективе предотвращение землетрясений инженерными методами можно рассматривать как итоговое направление прогноза. Этой проблеме посвящены работы Д. Эванса, Д. Кардера, И. Г. Киссина, Н. И. Николаева и др.

Глава VII

ИТОГИ ИЗУЧЕНИЯ НОВЕЙШИХ ДВИЖЕНИЙ, ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР И ГЕОДИНАМИКИ ЛИТОСФЕРЫ

ГЛАВНЕЙШИЕ ГЛОБАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ ЗЕМЛИ

Гипсометрическая кривая и структуры Земли. В современном рельефе земного шара четко выделяются два гипсометрических уровня. Им соответствуют материки и океаны. На континенты и тесно связанные с ними шельфы падает 39,3 % поверхности Земли, моря и океаны занимают 60,7 %. Анализ гипсографической кривой позволяет выделить в пределах высот от —200 до +1000 м континентальный уровень, охватывающий площадь в 156,7 млн. км², что составляет 30,6 % поверхности Земли. Океаническому гипсометрическому уровню соответствуют глубины в интервале от —3000 до —6000 м площадью в 309,9 млн. км², что составляет 58,8 % поверхности земного шара.

Оба уровня разделяют участки Земли, принципиально отличающиеся по внутреннему строению, физическим свойствам и вещественному составу слагающих горных пород. Первому уровню соответствует преобладающий континентальный тип коры; второму — океанический. Если рассматривать континенты и океаны как наиболее крупные тектонические структурные формы первого порядка, которые сформировались в результате длительного историко-геологического развития, граница между ними не будет совпадать с физико-географической, а окажется значительно ниже современной береговой линии, располагаясь приблизительно на изобатах 2200—2500 м близко к подножию материкового склона. Переход происходит местами резко, местами постепенно, через промежуточные типы строения с преобладанием субконтинентальных и субокеанических типов земной коры. Рассмотрение рельефа поверхности Земли (обычно не отражается на гипсографических кривых) позволяет выделить между континентами и океанами переходную зону, в разных частях морфологически представленную по-разному. Иногда это узкая полоса материкового океана и его подножия, в других случаях — окраинные моря, сопряженные со сложно построенными, разными по типам островными дугами и глубоководными желобами, образующие широкие полосы. Переходные зоны получили разные названия: частичные «островодужные системы» (Л. П. Зоненшайн) или общие «транзитали» (Л. И. Красный [27]). По мнению многих исследователей, эти зоны совпадают с поясами современных геосинклиналей. Все элементы глобальной структуры Земли — континенты, океаны, переходные зоны — различаются особенностями истории геологического развития, строения земной коры, мантии и характерными чертами в проявлении метаморфизма и магматизма (рис. 117, см. вкладку).

Континенты (от латинского continents — устойчивый, крепкий) рассматривают как крупные гетерогенные геологические тела, сформировавшиеся в течение длительной эволюции, по представлениям А. П. Виноградова, в результате зонного плавления и процесса дегазации и дифференциации вещества мантии. Химический состав вещества

под континентом отличается от такового под океанами до глубин 300—400 км. Континенты объединяют мозаику разных по размерам глыб и блоков гранитно-метаморфического состава и разнообразные сложнопостроенные складчатые системы. Сохраняя всегда высокое положение, материки испытывали существенные изменения в рельефе под влиянием тектонических процессов, денудации и осадконакопления. Суммарный объем ежегодно сносимого материала составляет 13,6 км^3. Если бы суша не подвергалась действию тектонических процессов и не омолаживалась, то объем всего материала, располагающегося выше уровня моря и составляющий 130,10^6 км^3, был бы снивелирован процессами денудации за 10 млн. лет. Если же представить себе, что в пределах всех современных гор одновременно действуют процессы эрозии и компенсирующие их изостатические поднятия, то весь объем самих гор и их корней, который по приблизительным подсчетам составляет 380 млн. км^3, должен был быть исчезнуть в течение 33 млн. лет, т. е. за период времени, почти равный продолжительности неотектонического этапа.

Существующий в настоящее время рельеф континентов, состоящий из расчлененных горных стран, плато, равнинных областей, впадин, указывает на большую роль повсюду дифференцированно проявляющихся с различной интенсивностью тектонических процессов. Параллельно действующие денудационные процессы нивелируют рельеф: заполняют впадины, возникающие вследствие тектонических прогибаний, обломочным материалом, непрерывно понижают растущие поднятия. Масштаб действия этих процессов во времени может определяться многими километрами, что нельзя не учитывать в неотектоническом анализе.

Непосредственно к континентам примыкают шельфы. Они составляют 8 % общей площади океанов, или 18—20 % площади всей суши, что примерно равно площади Европы и Южной Америки вместе взятых. По другим оценкам эта площадь приближается к 25 % площади всех материков. Обычно шельфы имеют строение, близкое к строению прилегающей суши и рассматриваются как продолжение структурных элементов, выделяющихся в пределах континентов. Геологическое строение, их тектоническое развитие, плейстоценовая история, в которой большое значение имели эвстатические колебания океанического уровня, современный рельеф и осадки шельфов отражают влияние процессов, происходящих как на суше, так и в океане. Шельф определяется как динамическая система, которая контролируется притоком осадков через береговую зону и притоком энергии через водную толщу ко дну.

На современном этапе в пределах океанов, по А. П. Лисицыну, происходит лавинное накопление осадков на трех уровнях. Одним из них являются дельты, аккумулирующие 50—70 % вещества, сносимого с суши. Лавинная седиментация, характеризующаяся большими скоростями осадконакопления, с большими мощностями отложений рассматривается как причина изостатического прогибания земной коры под тяжестью осадков и накопления крупных осадочных тел, приводящих к возникновению автономных осадочных бассейнов. По определению Н. Б. Вассоевича, эти саморазвивающиеся целостные системы характеризуются взаимосвязью всех элементов, прежде всего пород и насыщающих вод, и являются родиной нефти и основной массы углеводородных газов. Свойство, типичное для лавинной седиментации, — разрывность в пространстве и во времени. Седиментация на локальных участках конечного водоема стока указывает на проявление компенсационных изостатических движений, в то время как в других частях между ними происходит накопление осадков с преобладающими средними

и малыми скоростями. Вместе с тем известно, что положение всех крупных дельт предопределяется главным образом собственно тектоническими движениями, и лавинное осадконакопление является следствием их проявлений, в той или иной мере компенсирующих эти прогибания. Изостатические движения играют второстепенную роль. Неверно понимаемые А. П. Лисицыным экзодинамические движения приводят к ошибочному толкованию процессов геодинамики областей лавинного осадконакопления на всех трех выделяемых им уровнях (шельф, континентальный склон, глубоководные желоба на окраинах континентов).

Океаны (от греческого okeanos — беспредельное море) — второй крупнейший глобального масштаба структурный элемент Земли. Внешними границами океанов являются или подножия склонов, или глубоководные желоба. Особенности геофизического строения океанической коры отражают, по А. П. Виноградову, отличие в их происхождении от коры континентального типа. Тонкая океаническая кора, близость более мощного слоя астеносферы, меньшие давление и температура в основании коры обусловливают развитие специфических структурных форм. Океаническое дно во многих местах имеет нередко сложный рельеф. В целом оно представляет собой области грандиозных базальтовых излияний. Установлена почти постоянная сопряженность положительных и отрицательных морфоструктурных элементов — «антиморфность»: глыбовые и сводовые поднятия обрамляются на периферии желобами, трогами, впадинами. Существует мнение, высказанное П. Н. Кропоткиным, что океаны — глобальные структуры растяжения; континенты — глобальные структуры сжатия. В пределах океанов из экзогенных процессов преобладает аккумуляция. Во внутренних пространствах океанических впадин осадконакопление протекает чрезвычайно медленно. Скорость пелагического осадконакопления, по Г. У. Менарду, определяется от 1 до 10 мм в 1 тыс. лет. В эту область, как указывает А. П. Лисицын, проникает всего 7—8 % осадков, вносимых с суши. Процессы денудации в океанических впадинах в целом протекают значительно слабее, чем аккумуляция. Однако на отдельных участках интенсивно проявляется линейная эрозия суспензионных (мутьевых) потоков, развиваются подводные оползни, развитию которых способствуют землетрясения. Главными же факторами рельефообразования в пределах океанического дна являются тектонические и вулканические процессы. За счет их проявления могут быть объяснены все неровности рельефа и выделяющиеся морфоструктурные (морфотектонические) провинции океанического дна.

Если континент как структурный термин понимается более или менее однозначно, то термин «океан» часто понимают по-разному. По существу, оба термина физико-географические. Разделение земной поверхности на «континентальный» и «океанический» секторы, как это делают К. В. Боголепов и Б. М. Чиков, не решает вопроса, так как преимущественно в океаническом секторе выделяется зона перехода от континентов к океанам, структурно занимающая промежуточное положение. Нужны новые термины. Было предложено термин «континент» сохранить только в геоструктурном значении, придавая термину «материк» физико-географический смысл. Однако термины «океанический сектор» и «океан» не соответствуют геоструктурному смыслу, который в них обычно вкладывается. Для геоструктурного понятия «океан» Е. Н. Былинским был предложен новый термин «ортокеан», где частица «орт», с греческого означает «прямой», что можно было бы прочесть как «собственно океан», который имеет земную кору океанического типа. Но,

например Д. Г. Панов считает, что такие термины, как «переходная» и «океаническая» геоструктуры или «переходная зона», «океаническая впадина», использующиеся И. П. Герасимовым и Ю. А. Мещеряковым,— привычны и не требуют замены. Термины «континент» и «океан», по мнению Л. И. Красного, вполне приемлемы.

Из сказанного видно, что особенно сложна и неоднозначна терминология, относящаяся к геоструктурным элементам океанического дна. Итак, в геоструктурном смысле к океанам относят лишь центральную область дна, которую обычно называют «океаническим ложем», поскольку под ним отсутствует гранитно-метаморфический слой, который образует фундамент континентов.

В настоящее время твердо установлены различия в тектоническом строении дна океанов. Очевидно, условия их образования были различными. Используя структурно-морфологический принцип районирования, среди океанического дна (ортокеанов) выделяют ряд геоструктурных элементов. Однако понимание их и терминология очень неупорядочены.

Переходные зоны рассматриваются как области сочленения крупнейших геоструктурных элементов Земли, континентов и океанов. Это область взаимопроникновения континентальных и океанических типов земной коры, представляющая сложную подвижную зону. Из многочисленных терминов, предложенных для нее, наиболее общим является «транзиталь» [27]. Зонам перехода соответствуют континентальные окраины, иногда имеющие очень сложную структуру. Они занимают 15 % всей площади нашей планеты, что соответствует 50 % площади всех материков, или около 21 % пространства всех акваторий. В пределах переходных зон острова и полуострова перемежаются с обширными акваториями. Рядом с высокими хребтами располагаются очень глубокие желоба. Это область максимального вертикального расчленения земной поверхности. В переходных зонах происходит максимальная аккумуляция осадочного материала (20—30 % вещества, сносимого с суши в виде лавинного осадконакопления, по А. П. Лисицыну). Здесь же происходят сложные геолого-геофизические, геоморфологические и геохимические процессы преобразования континентальной коры в океаническую, отражающиеся в структуре и в рельефе континентальных окраин.

Переходные зоны имеют огромное значение в уточнении истории континентов и реальной оценке бытующих теоретических представлений в геотектонике. В последнее время знание особенностей и закономерностей развития отдельных элементов континентальных окраин приобрело и практическое значение. Необходимо отметить значительно увеличивающуюся добычу нефти и газов. Поисковое бурение вышло за пределы шельфа, охватывает континентальный склон и реальным становится освоение и континентального подножия до глубин порядка 3 км. Переходные зоны — транзиталь представляют третий тип главнейших глобальных структур Земли, характеристика которых дается ниже.

Типы геоструктур и элементы их внутреннего строения. Для изучения геологического строения выделяющихся структурных элементов в пределах континентального и океанического секторов применялись корреляционно-стратиграфический метод и многомерная корреляция между рельефом, направленностью и интенсивностью тектонических движений, аномалиями гравитационного поля, толщиной коры и другими показателями. Эти методы использовали Р. М. Деменицкая, В. А. Магницкий, А. П. Тарков, Н. А. Беляевский, И. И. Абрамович, И. Г. Клушин, В. Г. Козленко, В. И. Старостенко, С. И. Субботин, Г. Вулард,

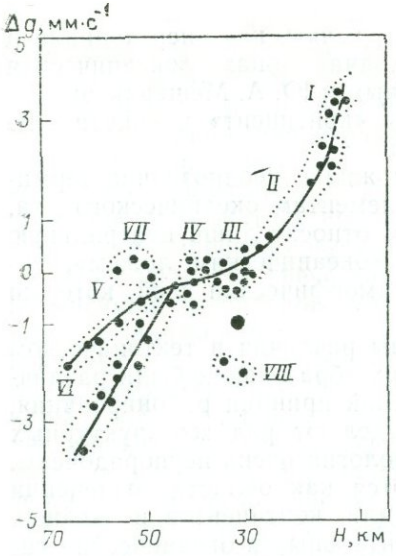


Рис. 118. Осредненный график зависимости аномалий Буге от мощности земной коры (H). По А. П. Таркову

I — акватории глубоководных океанических впадин; *II* — внутренние и окраинные моря с субокеанической и субконтинентальной корой; *III* — древние платформы с корой нормальной мощности; *IV* — области палеозойской складчатости; *V* — зоны альпийской складчатости; *VI* — области неотектонической активизации; *VII* — древние стабильные массивы и щиты с корой увеличенной мощности; *VIII* — орогены с аномально тонкой корой

А. В. Ладынин, Н. П. Лопатин и многие другие. Следует отметить, что для геологической интерпретации очень часто применялись карты поля силы тяжести в редукции Буге, которая исключает нормальное притяжение эллипсоида, а также учитывает влияние промежуточного слоя, заключенного между точкой наблюдения и поверхностью геоида. По картам решаются многие задачи, в том числе оценка мощности земной коры и степень ее изостатической уравновешенности, устанавливаются плотностные неоднородности в верхней мантии. Связь между аномалиями поля силы тяжести, высотой дневного рельефа, мощностью и плотностью коры, отклонение в толщине коры от средних значений могут служить показателями состояния того или иного геоструктурного элемента.

Наличие континентов не отражается на форме геоида, что свидетельствует об очень точной компенсации масс и уравновешенности литосферы на континентах и океанах. Обширный новый материал подтверждает значительно меньшие, чем это представлялось ранее, устойчивые связи между аномалиями силы тяжести и глубиной до поверхности М, а также мощностью коры. Наименее тесные связи выявлены для обширных территорий платформ и низкогорных орогенных областей. Вместе с тем существование общепланетарной количественной (полуколичественной) зависимости между аномалиями Буге и глубиной до поверхности М не вызывает сомнений [4]. В обобщенном виде она представлена на осредненном графике для различных структурных элементов новейшего этапа развития (рис. 118). Группы точек характеризуют эталонные районы. Изменение наклона кривой отражает особенности тектоносферы и распределения в ней плотности. В интервале значений от $-6 \cdot 10^{-4}$ до $+2 \cdot 10^{-4}$ м/с² осредненная кривая описывается отрезком прямой линии с угловым коэффициентом $5 \cdot 10^{-5}$ м/с². В структуре земной коры рассматриваемому интервалу значений аномалий Буге соответствуют древние консолидированные платформы, щиты и складчатые сооружения палеозойского орогенного цикла. Отрезки осредненной кривой, соответствующие областям альпийской складчатости, неотектонической активизации и акваториям эпиконтинентальных морей, наклоненных к оси абсцисс под большими углами, подчеркивают бо́льшую зависимость аномалий Буге от мощности и строения земной коры в этих районах по сравнению с консолидированными материковыми платформами и складчатыми сооружениями домезозойского возраста.

В левой части графика (см. рис. 118) выделяются две самостоятельные кривые (*V, VI*). По-видимому, здесь существует максимальное разуплотнение вещества тектоносферы. От окраинных и внутренних мо-

рей (*II*) к океаническим областям глубже 4 км крутизна осредненной кривой увеличивается. Группа точек (*VII*) отвечает древним стабильным массивам, выступам с тяжелыми «эклогито-базальтовыми корнями» (район оз. Верхнее в США, восточная часть Воронежского массива, Украинский щит). Вторая группа точек (*VIII*) соответствует современным орогенам и высокосейсмичным структурам (провинция Бассейнов и Хребтов, оз. Байкал, плато Колорадо) с очень тонкой корой и без компенсационных корней. В некоторых районах наблюдаются аномально низкие значения сейсмических скоростей и плотностей [78].

Рассмотренной осредненной кривой в большинстве случаев соответствуют абсолютные высоты, отражающие направленность и интенсивность тектонических движений.

Мобильные и стабильные участки земной коры. Выделяющиеся сегменты земной коры оказываются существенно неоднородными с точки зрения подвижности, степени тектонической активности проявления новейших движений. Особую область представляют собой переходные зоны — транзиталь, образующие сложную мозаику подвижных блоков земной коры. В пределах континентов и океанов — структур первого порядка — принято выделять относительно пассивные, или стабильные, и активные, или мобильные, подвижные участки. Они различаются особенностями эндогенных режимов, разными экзотектоническими процессами, разным их отражением в морфоструктурах и совершенно различно протекающими процессами геодинамики.

Мобильные, активно подвижные участки земной коры образуют в большинстве случаев линейно вытянутые протяженные пояса, обычно со сложноскладчатым субстратом. Им свойственны интенсивное проявление новейших и современных движений с большими градиентами, нарушение изостатического равновесия земной коры, высокая сейсмичность, интенсивный новейший вулканизм, повышенный тепловой поток, особое — аномальное строение земной коры и верхней мантии. Это область сложных глыбовых, блоковых, складчато- и сводово-блоковых структур в пределах как континентального, так и океанического секторов. Им соответствует приподнятый, обычно сильно расчлененный, контрастный рельеф с размахом, достигающим многих километров.

В отличие от активно подвижных, малоподвижные — пассивные, или стабильные участки тектоносферы отличаются вялым проявлением новейших и современных движений с незначительными градиентами, в значительной мере изостатической уравновешенностью, низкой сейсмической активностью с преобладанием слабых землетрясений, слабым вулканизмом, незначительными по размаху блоковыми движениями. Стабильные участки отличаются слабо приподнятым равнинным рельефом в пределах как континентального, так и океанического сегмента тектоносферы.

Указанные различия в проявлении тектонической подвижности континентов, океанов и переходных областей явились решающими в выделении типов структур новейшего этапа развития более высоких порядков. В современной структуре Земли выделены следующие типологические структуры: континентальные — платформенные, орогенные, рифтогенные области; переходные зоны, куда относят и современные геосинклинали; океанические — платформенные, орогенные и рифтогенные области.

Подсчет площадей распространения платформенных областей по карте новейшей тектоники Мира [42] показывает, что они составляют 48,6 % от площади всех континентов (без учета шельфовых областей)

и 57,1 % от площади дна акваторий. В целом устойчивые области занимают несколько более 50 % всей поверхности планеты. Материковые и океанические платформы новейшего этапа развития соответствуют различным гипсометрическим уровням и в настоящее время средняя разница превышения этих уровней составляет 4,5—5 тыс. м. При этом относительная высота большей части материковых платформ в процессе их развития оказывается мало приподнятой над уровнем моря. Подсчет площадей распространения подвижных орогенных и рифтогенных областей показывает, что они составляют 35 % от площади всех континентов (без учета шельфовых областей) и 32 % от площади дна акваторий. В целом подвижные области (без учета переходных областей) занимают 32,5 % поверхности всей площади планеты. Шельфы занимают 10,8 % от общей площади океанов (36,1 млн. км^2), или 7,75 % площади планеты. Распределение их можно видеть по схеме неотектонического районирования Мира (см. рис. 117, вкладка).

Большинство выделяющихся на картах неотектоники новейших структурных форм второго и более высокого порядков развиваются на месте уже ранее сформированных структурных форм, имеющих выражение в рельефе, *заложившихся в более ранние этапы развития земной* коры. Неотектонические движения унаследованно обновляют их или структурно перестраивают, активизируя экзодинамические процессы, которые в пределах возрожденных структурных форм вырабатывают черты молодого рельефа. Поэтому когда мы говорим, что новейшие тектонические структуры находят отражение в современном рельефе, т. е. представляют морфоструктуры, то это не значит, что современный рельеф следует отождествлять с возрастом морфоструктур. В большинстве случаев последние оказываются по своему заложению более древними, чем современный рельеф, и нередко значительно древнее неотектонического этапа.

НОВЕЙШИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ И ГЕОДИНАМИКА ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ С КОНТИНЕНТАЛЬНЫМ ТИПОМ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Главнейшие структурные формы платформенных областей новейшего этапа развития. Материковые платформы представляют определенную историческую категорию структур, которая возникает в процессе развития земной коры на месте геосинклинальных областей, утративших свою первоначальную подвижность, в результате складчатости, метаморфизма горных пород и проявления магматизма. В основу выделения платформенных областей новейшего этапа развития кладутся *достаточно четкие признаки, главнейшим из которых является степень* подвижности. Новейшие платформы образуются на ранее сформировавшихся платформенных структурах, которые и в новейший тектонический этап характеризуются устойчивостью, преобладанием слабых восходящих тектонических движений с малыми градиентами скоростей, их многокомпонентностью. Отличиями их являются иной структурный план и переработка неотектоническими процессами. Новейшим платформам в основном свойствен выровненный рельеф, выражающийся в равнинах разного строения, плоскогорьях, столовых возвышенностях. Только местами рельеф приобретает мелкосопочный характер и образует низкие платформенные горы. Материковые платформы характеризуются преобладанием восходящих движений. Участки новейших опусканий и аккумуляции в их пределах занимают незначительные территории, распо-

лагаются в смежных зонах с подвижными областями и отличаются большими амплитудами.

Принято выделять молодые и древние платформы. Древние платформы, вовлеченные в новейшие поднятия и опускания, имеют складчатое основание докембрийского возраста (добайкальское); молодые платформы новейшего этапа развития отвечают участкам, где геосинклинальное развитие завершилось в более позднее время, в фанерозое. Для обозначения их возраста предложено к возрасту складчатой системы, которая превращается в платформу, прибавлять приставку «эпи» (эпипалеозойская платформа, т. е. платформа с палеозойским фундаментом, эпибайкальская платформа — с байкальским фундаментом и т. д.).

Молодые платформы новейшего этапа развития имеют важные отличия от древних — им свойственны мозаичность строения и большая подвижность, дифференцированность движений, контрастность рельефа. В пределах древних и молодых платформ выделяются структурные элементы, соответствующие: щитам, массивам, в пределах которых тектонические движения были практически всегда восходящими, и отложения платформенного чехла были или маломощными, или почти не накапливались; и плитам с наличием достаточно мощного платформенного чехла.

Древние платформы новейшего этапа развития занимают громадные площади во всех материках. Древние щиты и массивы от общей площади всех континентов (149 млн. км^2) составляют 18 %; древние плиты занимают 28,8 % этой же площади. Молодые плиты также расположены на всех материках, но слагают значительно меньшие площади: молодые щиты 2,08 %, молодые плиты 9,0 % территории почти всех континентов (за исключением Африки и Антарктиды). В целом площадь платформенных областей значительно увеличивается за счет ортошельфов — субаквальных частей платформ, на основании которых иногда развиты окраинно-континентальные структуры в виде периокеанических прогибов. Ортошельфы занимают большие пространства по северной окраине Евразиатского и Американского континентов, а также в пределах Австралии и в меньшей степени Африки и Южной Америки, представляя выравненные, со слабым уклоном поверхности.

Древние платформы делят на две группы: 1) северную Лавразийскую (Лавразиатскую), которую составляют Североамериканская Европейская, Сибирская и Китайская платформы; 2) южную Гондванскую, Бразильскую, Африканскую, Индостанскую, Австралийскую платформы. Всем перечисленным платформам, в несколько иных границах с иным структурным планом, соответствуют древние платформы новейшего этапа развития. Все древние платформы образуют, по мнению Н. М. Страхова, два основных морфологических типа — низкие и высокие. Такое деление, хотя и относительное, так как разные их части отличаются различным морфологическим выражением, показывает, что низкие платформы — Евразийская и Североамериканская — занимают меньшую площадь, чем высокие, к которым относятся почти все остальные. Такой облик они получили в неотектонический этап. Преобладание высоких платформ отражает направленность тектонических процессов и сказывается в увеличивающейся контрастности рельефа. Высокое положение Сибирской платформы, сильная раздробленность Китайской, части которой также высоко приподняты, соответствуют общему приподнятому положению восточной и юго-восточной частей Евразии, находящейся в Тихоокеанском секторе.

Было высказано предположение, что интенсивные поднятия этой части Евразии генетически связаны с морфологией поверхности геоида [4] и с развитием Тихоокеанской впадины, углубление и расширение которой приводит к перераспределению глубинных масс вещества [41, 31]. Западно-Сибирская плита и Европейская платформа находятся в зоне влияния менее активного Атлантического сектора, к которому относится сравнительно невысокая, также слабо активизированная Североамериканская платформа. Однако отдельные участки платформ оказываются вовлеченными в поднятие (Плато Прерий в Северной Америке, Казахский щит и др.). В пределах распространения Гондванской группы преобладают высокие платформы. В периокеанических зонах, на границах материков и океанов, во многих случаях происходит большая активация движений с образованием низкогорного рельефа (Западные и Восточные Гаты на Индостанской платформе, западное ограничение Африканской, повышенные участки Австралийской платформы, примыкающие к Индийскому океану, и т. д.). Как в Лавразийской, так и в Гондванской группах платформ приподнятые части включают невысокие «внутриплатформенные» горы — участки эпиплатформенных орогенных областей, такие, как Аппалачи, Норвежские горы, Урал и др., получившие название «возрожденных» гор.

Щиты и массивы — тектонические поднятия платформ не только новейшие, но и древние, в пределах которых обнажается их древний фундамент. Как древние, так и молодые щиты испытывают новейшие поднятия, повторяя ранее проявлявшиеся тенденции тектонических поднятий, всегда сопровождавшихся денудацией почти с момента установления их платформенного режима. В течение длительного времени они подвергались денудационным срезам и в новейший этап характеризуются продолжающимися неравномерными поднятиями. В пределах щитов и массивов на территории СССР (Балтийский, Алданский щиты и др.) и за рубежом (Канадский щит и др.) выявляются поверхности выравнивания и откопанные пенеплены. Таким образом, щиты и массивы характеризуются унаследованной положительной направленностью тектонических движений в неотектонический этап. Массивы и щиты молодых платформ (Казахский, Салаирский, Северо-Таймырский и др.) на новейшем этапе развития испытывали слабые и умеренные общие поднятия, на фоне которых формировалась умеренно и значительно дифференцированная структура с преобладанием изометричных, линейных сводовых и сводово-блоковых поднятий относительно небольшой амплитуды, осложненных многочисленными, в основном малоамплитудными разломами. В целом наблюдается унаследованность новейшей структуры относительно структур основания, вовлеченного в поднятие, с обновлением древних разломов. Однако местами выявляется и несовпадение границ новейших и ранее сформированных структурных форм.

Плиты — области длительного погружения и накопления значительных толщ осадочного чехла платформ. В их пределах фундамент лежит на разных глубинах, образуя в структуре плиты — синеклизы, антеклизы и другие формы. Гипсометрическое положение фундамента и общие мощности перекрывающего его осадочного чехла выражают суммарный результат всех тектонических движений с момента начала отложения платформенного чехла. На новейшем этапе развития плитам древних платформ (Восточно-Европейской, Сибирской, Североамериканской и др.) свойственны слабые общие поднятия, местами опускания, на фоне которых развивается слабо дифференцированная структура с преобладанием изометричных (в краевых частях платформ нередко ли-

нейных) сводовых форм небольшой и умеренной (в пределах перикратонных прогибов и экзогональных впадин — значительной) амплитуды, с немногочисленными, преимущественно малоамплитудными разломами. Характерна различная, чаще слабо выраженная степень унаследованности новейших структур от структур фундамента и чехла, местами инверсия или несовпадение границ нео- и палеоструктур, сформировавшихся в донеотектонический этап.

Плиты молодых платформ (Скифской, Туранской, Западно-Сибирской и др.) в новейшее время характеризуются слабыми обшими поднятиями, местами опусканиями, на фоне которых формируются слабо- и умеренно-дифференцированные структуры с преобладанием брахиформных, но нередко линейных и изометричных поднятий и опусканий небольшой амплитуды, осложненных немногочисленными малоамплитудными разломами и флексурными перегибами. Характерна унаследованность новейших структур складчатого основания и чехла с обновлением наиболее древних разломов. Местами также отмечается инверсия или несовпадение границ нео- и палеоструктур. Таким образом, материковые платформы, являясь относительно стабильными областями, что отразилось в их равнинном рельефе, испытывали слабые дифференцированные движения.

Историко-геологический и структурный анализы позволяют говорить, что в палеозое и докембрии платформы всех южных материков и Индии составляли единую платформу древнего материка Гондваны, просуществовавшего до начала мелового периода. Границы суши продолжались далеко за пределы каждой из современных материковых глыб южного полушария на площадь, занятую сейчас глубоким океаном. По выражению В. В. Белоусова, современные материки представляют собой обломки значительно больших древних материков и угловатые их границы больше соответствуют этой точке зрения. Отмечается также, что на всем протяжении Атлантической и Индоокеанской окраин докембрийские толщи разного возраста подходят непосредственно к берегу под столь крутыми углами, что срезание этих структур прилегающими глубоководными океаническими впадинами не подлежит сомнению; Африканский материк, Индостан, Западная Австралия при этом представляются в виде гигантских структурных обрубков.

Переход континентов к океанам происходит через современный ш е л ь ф. Некоторые исследователи в большинстве районов рассматривают его как крыло гигантской осложненной разрывами флексуры, разделяющей материки и океаны. Понятие о континентальной флексуре, в 1953 г. развитое Ж. Буркаром, иногда применяется и для объяснения структуры переходных зон. Континентальная флексура, испытывая влияние тектонических движений разного знака, отчасти вовлекается в поднятие, происходящее на континентах, отчасти прогибается вместе с дном океанических впадин (рис. 119). При этом образуются сбросы, сдвиги, надвиги и другие тектонические нарушения. Возникавшие тектонические напряжения, вызванные разнонаправленными — вертикальными движениями или горизонтальными — перемещениями дна и суши — приводили к дроблению фундамента шельфа разломами и он испытывал погружение.

Расколами и прогибанием земной коры, захватывающими и шельфы, объясняется образование соляных структур, формирование значительных по мощности толщ терригенных и карбонатных осадков, накапливавшихся в течение мезозоя—кайнозоя. В зависимости от того, насколько близко проходит ось континентальной флексуры, разрывы или

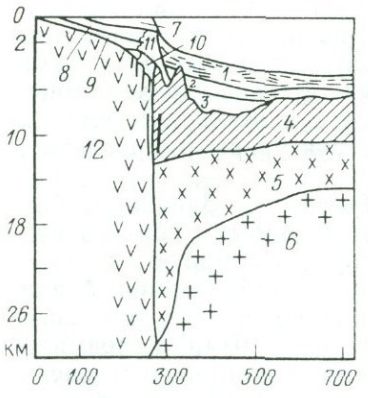


Рис. 119. Строение континентальной окраины и шельфа южной части Атлантического побережья США (по данным бурения и геофизическим профилям). По Р. Шеридану

1 — олигоцен-голоценовые гемипелагические осадки; *2* — меловые—эоценовые пелагические осадки; *3* — юрские известняки; *4* — переходный океанический слой; *5* — океаническая кора; *6* — мантия; *7* — кайнозойские отложения; *8* — верхнемеловые отложения; *9* — нижнемеловые отложения; *10* — юрские карбонатные и терригенные осадки; *11* — рифовый комплекс; *12* — изверженные и метаморфические породы

смещены к береговой линии, и на шельфе преобладают положительные или отрицательные движения, или они смещаются к внешнему краю. Преобладание на шельфе отложений континентального или переходного типа также зависит от того, в какой зоне проходит ось разнонаправленных тектонических движений и насколько значительны напряжения, приводящие к расколу крыла флексуры. Структурно шельфы являются непосредственным продолжением континентов, хотя некоторые исследователи (например, И. П. Герасимов) понимают шельф как своеобразную морфоструктуру переходного (промежуточного) типа. П. А. Каплин же рассматривает шельф как окраинную зону материков, подвергнувшуюся тектоническим преобразованиям при формировании в мезозой-кайнозойское время океанических впадин, рельеф и осадки которой в основном созданы под влиянием плейстоценовых и голоценовых трансгрессий и регрессий.

В ряде районов наблюдается как бы раздробление земной коры. На севере и северо-востоке Североамериканской платформы и в Гренландии, например, имеются прямые доказательства больших растяжений. Сторонники глобальной тектоники плит объясняют это общим дрейфом Североамериканского материка в сторону Тихого океана. Отделение Гренландии от Америки, образование широкой впадины моря Баффина в зоне разрыва коры между ними, раздробление Арктического архипелага, происходящие на наших глазах, тесно связаны с позднемезозойскими и кайнозойскими деформациями, которые обнаруживаются и по другую сторону континента, в горном поясе его западного края. Картина раскола платформы с наложением Красноморского рифта наблюдается и в районе Сирийско-Аравийской глыбы, что связано с движениями неотектонического этапа.

Историко-геологический анализ показывает, что современные границы докембрийских платформ сильно отличаются от тех контуров, которые имели области докембрийской консолидации (включая и байкалиды) в начале кембрия и в позднейшие периоды палеозойской эры и начала мезозоя. Древние платформы новейшего этапа развития изменили эти границы. Вместе с тем основная их часть сохранила платформенный режим, унаследованный и новейшим этапом развития. Такие мало изменяющиеся условия, на протяжении длительного времени переходящие в неотектонический этап, П. Н. Кропоткин предложил называть «сквозными платформами».

Блоковое строение платформенных областей новейшего этапа развития. Рассмотрение платформенных областей разных континентов в новейший этап развития показывает, что они состоят из отдельных блоков земной коры, испытывавших разнонаправленные, различной интен-

сивности движения. Например, Евразиатская неотектоническая платформа состоит из древних Восточно-Европейской и Сибирской платформ и молодых Скифской, Западно-Сибирской, Туранской плит (с разделяющим их Казахским щитом), испытывающих новейшие поднятия и опускания. Характерна прямолинейность границ отдельных мегаблоков. Многие из них выражены в рельефе и представляют собой внутриконтинентальные флексуры (термин А. Кайё), или геофлексуры [31], осложненные разломами. Такие же ограничения наблюдаются и у других платформ, таких, как Австралийская, Индостанская и др. Местами, однако, флексурообразные перегибы в платформенном чехле древних и молодых платформ, отражающихся в неотектонике, выражены очень слабо и только угадываются по ряду признаков, в частности, при анализе карт неотектоники по сгущению изобаз, отражающих суммарную величину деформаций за новейший этап, или выявляются по данным анализа космоснимков [25]. Одним из примеров такой границы может явиться слабо выраженный, но прослеживающийся на многие сотни километров прямолинейный изгиб, отделяющий Казахский щит от Западно-Сибирской плиты; в современном рельефе она подчеркивается линейными геофизическими аномалиями.

Крупные мегаблоки — структурные формы глубинного заложения. Каждый мегаблок состоит из меньших по размерам блоков, испытывавших дифференцированные движения, коробления и перемещения в различных направлениях. Блоковое строение земной коры платформ подтверждается районированием геофизических полей, данными анализа космоснимков. Разделены блоки разломами разных типов, для которых отмечается наиболее устойчивая унаследованность, что позволяет говорить об отражении в неотектонике материковых платформ древних линейных направлений структурных линий, часто в виде линеаментов, выраженных в рельефе земной поверхности. Таким образом, корни неотектонических линейных структур следует искать в фундаменте платформ.

Рельеф консолидированного (складчатого) фундамента платформ, расположенный на разных глубинах, зафиксировал всю сумму предшествующих движений, на которые наложились движения платформенной стадии развития. Формирование блокового строения древних платформ отделено от проявлений новейших тектонических движений чрезвычайно длительным промежутком времени, около 1,5 млрд. лет, в течение которых происходило сложное развитие платформы. Современный же рельеф материковых платформ отражает только последние новейшие тектонические движения, сложно сочетающиеся с экзогенными воздействиями. Тем не менее, связь рельефа платформ с движениями фундамента устанавливается не только для мегаблоков, но и для более мелких структур. Во многих случаях и они обнаруживают тесную зависимость от характера движений древних структурных форм, т. е. в значительной мере являются унаследованными и, оказывается, влияют на характер и распределение новейших отложений. В других случаях новейшие тектонические структуры отличаются деталями конфигурации, степенью активности и часто знаком движений, а также преобладанием разрывных дислокаций.

Кроме указанных соотношений на разных платформах отмечаются наложенные структурные формы неотектоники в виде разнообразных сводовых поднятий и более мелких блоковых структур. Они накладываются на различные элементы подстилающих структурных этажей. Примеры таких наложенных структур приводит С. С. Шульц по северо-западу Европейской территории СССР, Н. Н. Ростовцев и другие по

Западно-Сибирской плите, где местами новейшие прогибания накладываются на поднятые участки фундамента и, наоборот, неотектонические поднятия соответствуют прогнутым частям фундамента.

В пределах молодых и древних платформ указанные гетерогенные образования, выраженные в рельефе, отражают особенности строения и развития консолидированного основания или особенности рельефа поверхности фундамента, устанавливаемого только геофизическими методами исследования и бурением. Самое беглое сравнение данных проявлений новейших медленных и быстрых (сейсмических) движений показывает их тесную связь. Но не все блоки фундамента одинаково отчетливо выражаются в особенностях современных движений и неотектонике. Во многих случаях структуры, созданные новейшей тектоникой, обнаруживают более сложную зависимость от характера более древних структурных форм. Нередко намечается прямое соотношение древних положительных структур с районами новейших поднятий и отрицательных с районами опусканий или с районами отставания от общих поднятий. Такая связь находит отражение и в крупных морфоструктурах. Таким образом, между элементами геологического строения фундамента, рельефом его поверхности, строением осадочного чехла, геоморфологическим строением, накоплением новейших отложений и проявлением неотектонических движений не всегда существуют простые взаимосвязи. Поэтому, конечно, не следует все сводить к упрощенной схеме прямой унаследованности. Консерватизм структурного плана может проявиться как в наследовании, так и в обращении (иногда неоднократном) знака движений; от этапа к этапу может меняться степень активности разрывных структур, контролирующих блоки основания, что в некоторых случаях обусловливает частичное изменение и плановых очертаний структур. Сказанное требует внимательного изучения с применением комплекса разнообразных методов и глубокого историко-геологического анализа.

Неотектонику платформенных областей правильно можно понять, только зная особенности и направленность развития структурных форм в геологическом (часто отдаленном) прошлом. Вследствие отображения в неотектонической структуре многих разнородных и разновозрастных структурных элементов итоговый эффект неотектоники выражается в сложной мозаике структур, которые могут послужить выявлению древнего структурного плана в той мере, в которой осуществим их дифференцированный анализ. Методика такого анализа для древних платформ на примере Воронежской антеклизы была разработана Г. И. Раскатовым [63].

Проблема блокового строения платформы теснейшим образом связана с пониманием закономерностей образования регматической сети, обрамляющей отдельные блоки разных размеров. На основании анализа аэромагнитных и других геофизических данных выявляется большая раздробленность фундамента платформ, возникшая до образования чехла и развивавшаяся в период платформенного тектонического режима. Обычно данные анализа космических снимков дают еще более сложную картину. Многие разломы, например Сибирской платформы, несут следы активизации в новейший тектонический этап. Своеобразна новейшая тектоника районов выхода на поверхность фундамента платформы. Здесь особенно четко видно, что блоки разных размеров испытывали в неотектонический этап развития разнонаправленные движения, приводившие их к разному гипсометрическому положению. Границы блоков выражены или отчетливыми разломами, или они угадываются по ряду

косвенных признаков. Обычно выделяется несколько доминирующих систем направлений регматической сети: ортогональная, диагональная, субмеридиональная и широтная. Тектонические движения по разломам неоднократно возобновлялись и нашли отражение в неотектонике щитов, массивов (Балтийский, Канадский, Алданский, Анабарский, Австралийский, Африканский и др.).

Там, где щиты и массивы перекрыты осадочным чехлом, с новейшей структурой связано развитие пликативных деформаций (флексур, брахискладок) или выявляются зоны повышенной трещиноватости в пределах пород чехла, охватывающие и новейшие, в том числе и четвертичные, отложения. При этом явно выраженные разрывные нарушения играют второстепенную роль. В соответствии с глубиной залегания фундамента изменяется и стиль неотектоники. Разломы различных рангов определяют общую конфигурацию и сложную внутреннюю мозаику неотектонических структур, в которых отражаются особенности строения кристаллического фундамента и осадочного чехла. Время заложения многих разломов относится к позднему протерозою, что показано Н. В. Шаблинской в пределах эпигерцинской Западно-Сибирской плиты, где выделяются разломы фундамента (по гравитационным и магнитным данным), разрывы в осадочном чехле (по сейсморазведке и бурению) и нарушения на дневной поверхности (по данным неотектоники, геоморфологии и морфометрии). При этом установлено, что 95 % разломов фундамента выражено в осадочном чехле, из них 90 % фиксируется в современном рельефе. Ряд разломов, заложенных в доплатформенные этапы развития, проникает вверх по разрезу в виде зон повышенной трещиноватости, не испытывая при этом существенных вертикальных перемещений. К зонам трещиноватости нередко приурочиваются ложбины стока.

Речная и даже овражно-балочная сеть своим размещением и особенностями строения отражает поведение и тектоническую жизнь древних и унаследованно развивающихся новейших структурных форм. Для равнинных областей материковых платформ характерна определенная устойчивость речных долин и водоразделов во времени. Живущие длительное время разломы приводили к формированию ослабленных зон, которые явились предпосылкой для селективного проявления эрозии, экзарации и других процессов денудации, предопределив плановое положение гидрографической сети. Речные долины развивались унаследованно. Хорошо известны палеодолины, заложенные на Восточно-Европейской платформе в венде, додевонские, раннекаменноугольные, предюрские, миоценовые, плиоценовые, ранне- и позднеплейстоценовые. Во многих случаях показано, что каждая последующая по возрасту долина наследует плановое положение предыдущих врезов. Многие из них развиваются по линеаментам (космогеологическим структурам, выявленным по космическим снимкам), заложенным в позднем протерозое и палеозое. Г. Вуллард, Л. Сайкс, М. Д. Зобак, Э. Э. Фотиади, Н. И. Николаев и др. в ряде работ рассматривают соответствие многих линеаментов глубинным сейсмогенным зонам (платформенные области СССР, США, Канады, Австралии и др.). Обычно слабые землетрясения приурочиваются к зонам с наиболее высокими градиентами скоростей вертикальных движений, связанных с тектоническими разломами, с которыми совпадают повышенные градиенты гравитационных аномалий, что свидетельствует о продолжающихся движениях. Сдвиговые перемещения по разломам выявляются по данным инструментальных наблюдений (см. гл. IV, V). Подтверждением сдвиговых перемещений служит

также анализ структурного рисунка молодых разломов. Например, в пределах Казахского щита большинство нарушений северо-западного простирания являются правыми сдвигами и развиваются в условиях общего сжатия меридионального направления и растяжения субширотной ориентировки. Прослеживание этих зон разломов в интенсивно активизированные области и анализ космических снимков позволяют получить дополнительные доказательства перемещений [25, 68, 74].

Наблюдающаяся на поверхности мозаичная геологическая структура представляет собой результат интерференции элементов разных направлений и разной глубины заложения, создавая обособляющиеся, часто ромбовидной формы блоки разных размеров. При этом активность и форма проявления того или иного направления относительно других сопряженных направлений изменяется при переходе от одного структурного этажа к другому, что объясняется разной реакцией разных слоев земной коры на одни и те же тектонические силы. Активизируются прежде всего те направления, которые наиболее всего способствуют деформации, снимающей напряжения, вызывая структурную дисгармонию разных горизонтов коры. При этом активность и характер перемещений по разрывам разных простираний в блоке могут изменяться при переходе не только от одного слоя земной коры к другому, но и при прослеживании ряда блоков в латеральном направлении, что показано В. Г. Трифоновым, В. И. Макаровым, Ю. К. Щукиным, П. В. Флоренским.

Для территории СССР выявлено, что сеть ортогональных систем линейных структур (хорошо выявляющаяся на космоснимках) редко получает отражение в смещениях поверхностей М и Конрада. Наоборот, диагональные направления, как правило, находят четкое отражение в смещениях указанных поверхностей. Новейшие тектонические движения, развиваясь в соответствии с ранее созданными неоднородностями литосферы, используют определенные линейные элементы древних структур и те направления, которые способствуют реализации молодых напряжений. Поверхностные геологические структуры, выраженные в рельефе, наследуют как бы отдельные отрезки устойчивой сети космогеологических структур, что свидетельствует о более глубоком заложении последних. В неотектонический этап происходит выборочная активизация элементов древних структур, которая переориентируется при перераспределении действующих напряжений. Линейные структурные элементы, часто находящиеся на космоснимках в виде разных рангов космогеологических структур, являются некоторыми направлениями, как бы организующими формы новейших тектонических структур и элементы современного рельефа земной поверхности. Внутреннее строение таких разломных зон определяется наличием многочисленных малоамплитудных разломов, трещин, мелких блоков. Особенно раздроблены изгибы таких зон и места их пересечений. Они ограничивают крупные глыбы земной коры и объединяют несколько платформенных структур второго и третьего порядков, приуроченных к отдельным более активным блокам внутри этих глыб.

Плотность разломов в пределах платформ неодинакова: она больше на участках неглубокого залегания или выхода на поверхность фундамента, меньше — в районах увеличения мощности чехла. В последних по геоморфологическим и ландшафтным данным выявляется густая сеть разломов, на фоне которой проявляются пликативные дислокации. Они, вероятно, отвечают каким-то ослабленным зонам в чехле. В фундаменте и, возможно, в нижних частях чехла им соответствуют более

выраженные тектонические неоднородности. Это подтверждается анализом космических снимков, указывающим на сложное гетерогенное блоковое строение плит.

Систематические исследования нарушений Г. И. Мартыновой, проведенные для района к западу от р. Енисей, показали, что ориентировка регматической сети отражает закономерную систему планетарных трещин земной коры. Выявленные различия в разных азимутальных интервалах (меридиональное, широтное, западное и восточное) объясняются индивидуальным распределением деформирующих усилий, свойственных только данному направлению. Для сохранения этой особенности на протяжении всего времени развития необходимо было достаточно стабильной ориентировки планетарной сети нарушений относительно фигуры Земли как некоторого физического тела, испытывающего воздействие деформирующих сил. Закономерная система этих нарушений, жестко связанная с координатной системой фигуры Земли, характеризующейся повсеместно на сфере постоянными углами с меридиональными направлениями, отмечается и для других платформенных областей и горных сооружений [25, 80]. Большинство авторов рассматривают тектоническую делимость, выраженную в планетарной системе глубинных разломов, и считает, что она заложилась в различные этапы тектонического развития, унаследованно развиваясь и обновляясь в неотектонический этап. В конечном итоге она определила размещение основных новейших структурных элементов, в частности, платформенных областей и главнейших элементов крупных форм рельефа.

Локальные тектонические деформации платформенных областей новейшего этапа развития. В пределах большинства древних и молодых материковых платформ встречаются локальные тектонические деформации разных порядков. Они многочисленны, местами хорошо изучены, некоторые из них имеют практическое значение как индикаторы месторождений нефти и горючих газов. Известны попытки типизации локальных структур. Выделяют валы, куполы, депрессии, котловины. Более мелкие образуют ряды прямых, обращенных и переходных структур. В практических целях существенно их глубинное строение. Л. Н. Розанов и В. Д. Наливкин выделяют следующие структуры: 1) нормального типа, усиливающиеся с глубиной; 2) поверхностные, выполаживающиеся с глубиной; 3) связанные с облеканием раздува мощности или поверхностей размыва; 4) соляные. Не все локальные структуры платформ в равной мере тектонически активны в новейший этап. Наряду с активными, вызывающими деформации террас, поверхностей выравнивания, изменения мощностей и фаций новейших отложений и проч. встречаются мало активные, или проявлявшие себя в короткие отрезки новейшего времени. Выявляется закономерная связь между характером отдельных тектонических структур и степенью развития эрозионно-аккумулятивных форм рельефа. Наиболее широкие речные долины, например с максимальными мощностями аллювия речных террас, приурочены к синклинальным структурам (Донбасс). В областях развития антиклинальных складок, долины значительно более узкие, с перепадами в продольном профиле; скорость потоков в них большая, мощность аллювия сокращается. Все указывает на связь со структурой и на дифференцированное проявление новейших движений.

В новейшей тектонике унаследованно отражаются древние разломы. Примером являются выраженные в рельефе протягивающиеся до 100 км «толтры», известные на Украине. Они сложены рифовыми сред-

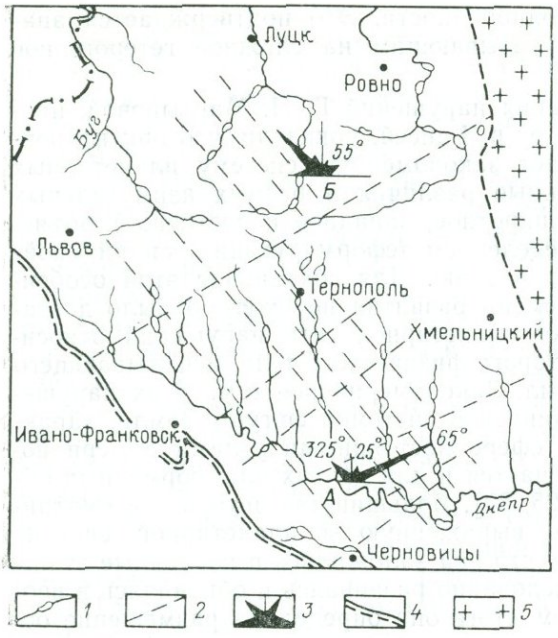


Рис. 120. Деформации продольных профилей рек Подолии и розы-диаграммы тектонической трещиноватости. По И. М. Свынко

1 — участки выпуклых деформаций; *2* — линии тектонических деформаций продольных профилей русел; *3* — розы-диаграммы простираний тектонических трещин в палеозойских (*А*) и верхнемеловых (*Б*) породах; *4* — юго-западная граница Восточно-Европейской платформы; *5* — Украинский щит

не-верхнемиоценовыми известняками и маркируют поднятие по разлому в фундаменте, имея то же простирание. Такие примеры унаследованного проявления неотектоники широко известны, особенно в областях развития молодых щитов и плит. Некоторые из них изучались не одним поколением геологов. Так, на Волыни еще А. П. Карпинским была описана Пелчинская дислокация, представленная выходами известняков среднего девона среди верхнемеловых пород. Образовалась она в послесеноманское время и была активной в неотектонический этап, о чем говорят условия залегания отложений неогена и рельеф в виде возвышенности с интенсивным эрозионным расчленением. Суммарная амплитуда движений по подошве неогеновых отложений составляет, по И. Д. Гофштейну, 315 м. Выявляется интенсивное поднятие в голоцене, характерное и для других районов Украины. Так, 80 % деформаций продольного профиля рек территории Подолии связаны со структурами и разломами в толщах палеозойских и докембрийских пород (рис. 120). Локальные новейшие движения отмечаются в пределах Украинской синеклизы (соляные купола). В Припятском прогибе работами А. В. Матвеева, Н. Н. Абраменко, Э. А. Левкова, А. А. Костко выделено свыше 300 локальных неотектонических поднятий, которым соответствуют глубинные структуры, установленные геолого-геофизическими методами. Вытянутым локальным неотектоническим поднятиям соответствуют валы по поверхности верхнефаменских соленосных отложений.

Особенно большое количество локальных структур выявлено и подробно описано в работах В. С. Журавлева и др. на окраинах Восточно-Европейской древней платформы в пределах экзогональных впадин: Польско-Германской (Североморской), Печорской, Прикаспийской, Преддобруджинской, где насчитываются многие тысячи различных локальных структур типа соляных куполов, валов и др. Многие из них связаны с блоковым строением кристаллического фундамента и со структурами подсолевого ложа (Прикаспийская впадина). Все они характеризуются различной степенью новейшей активности. Глубоко погруженные и непрорванные куполы в основном считаются пассивными структурами. Большинство отрицательных структур (межкупольные зоны) слабо активны. Другие испытывали постоянные прогибания.

После первых опытов расчета скорости роста куполов, сделанных В. В. Мокринским для купола Индер, О. С. Фрейдлиным был предложен новый способ, базирующийся на зависимостях между соленосными и вмещающими породами, их объемами, мощностями и площадями распространения на протяжении всей истории развития структуры, начиная с кунгурского века. Итоги этой работы показывают этапы интенсивного ускорения и замедления их роста, происходившие асинхронно в палеогене и неогене у разных куполов. Локальные движения и рост в новейший этап испытывали солянокупольные структуры Предтаймырского прогиба и аналогичные образования на юге Вилюйской синеклизы, Чуйской впадины и во многих других районах территории СССР, а также на платформах других континентов. Локальные тектонические структуры типа валов, флексур, плакантиклиналей известны и хорошо изучены в районах Доно-Медведицких дислокаций, Вятского, Окско-Цнинского валов, Жигулевского купола и др. Они выявлены на Ульяновско-Саратовской синеклизе, в Заволжье и во многих других районах не только Восточно-Европейской, но и других платформ.

У некоторых локальных структур в неотектонический этап наблюдается смещение сводов. Амплитуда смещения, определяемая расстоянием между максимумом новейшего локального поднятия и сводом структуры по кайнозойским и мезозойским отложениям, может достигать нескольких километров. Это дает возможность путем установления векторов новейшего смещения сводов куполов по геоморфологическим данным намечать местоположение поднятий глубоких слоев, где могут быть сосредоточены залежи нефти и газа. Вместе с тем известны многочисленные случаи развития структур, у которых контур выраженного в рельефе новейшего поднятия соответствует контуру поднятия по глубоким горизонтам и которые развиваются унаследованно. Большую роль в развитии локальных структур играет степень подвижности отдельных глыб и блоков фундамента: на выступах она большая, в прогибах ослабевает. Имеет значение и местоположение локальных структур среди более крупных тектонических форм; важны также возраст фундамента и глубина его залегания. При неглубоком залегании фундамента на активизацию локальных структур влияет подвижность его более мелких блоков. Для некоторых типов структур характерна деформация внутри осадочного чехла, хотя и в этом случае их развитие в той или иной мере определяется деформациями фундамента. Можно сделать вывод, что локальные структуры в большей степени зависят от местных особенностей геологического строения, литологии пород, характера экзогенных процессов, сложившегося рельефа.

Значительные коррективы должны быть внесены в схему закономерностей размещения мелких платформенных структур, данную Ю. А. Мещеряковым [31] на примере Восточно-Европейской платформы. По степени активности были выделены три зоны: краевая, переходная и внутренняя. Для зон, считавшихся мало активными, установлены новейшие движения, связанные с блоковой тектоникой. Внутренняя зона, охватывающая Северо-Запад платформы, также испытывала движения, оказавшие влияние на распределение мощности отложений ледникового комплекса, формирование локальных структур и форм рельефа. В пределах Балтийского щита хорошо выявляются молодые разрывные нарушения. Их молодость доказывается, в частности, «бараньими лбами», разбитыми тектоническими трещинами с прекрасно сохранившимися зеркалами скольжения, совершенно не измененными работой льда. Интенсивные разломы проявились по Мурманскому побере-

жью в западной части Кольского полуострова, в Финляндии, Швеции. И в настоящее время они являются «живыми», что подтверждается местными землетрясениями.

Много новейших разломов установлено на территории Печорской низменности, Среднего и Нижнего Поволжья, в пределах Припятского прогиба, Воронежского, Казахского щитов, Сибирской плиты и других районов. Многие из разломов, выраженные в рельефе, образовались в неогене. Движения по ним происходили и в плейстоцене. Активизация молодых движений для запада, юга и юго-востока Восточно-Европейской платформы отмечается и в среднеплейстоценовое время. Сложные формы новейших локальных дислокаций встречаются в зонах, соседствующих с подвижными областями. Примером их могут служить тектонические дислокации в новейших отложениях Западной Камчатки, изученные Р. Б. Крапивнером. Развиты они в пределах молодой платформы и связаны с глубинным разломом, пересекающим Камчатку и шельф Охотского моря поперек главных структурных элементов этого региона. Структура отличается длительным развитием (поздний мел—голоцен) и выражена в флексурных перегибах и крутых приразломных складках амплитудой 20—30 м и более. Антиклинальные складки, особенно их переклинали, осложнены дислокациями, ранее принимавшимися за гляциогенные. Между водоупорными пластами водоносные пески приобретали свойства плывунности и перетекали в зоны пониженного давления. Образовались складки нагнетания, а также формировались песчаные купола нагнетания, продолжавшие расти и в голоцене. Надразломные складки хорошо выражены в рельефе. Их формирование связано с оживлением разломов, связанным с формированием Охотского моря.

Из приведенного описания видно, что локальные структурные формы отличаются крайним разнообразием размеров, форм, структурного положения, генезиса, характера движений. Многие выявленные закономерности новейших движений в развитии локальных структур, их связи с рельефом, отмечаются и для других платформ СССР, Евразии и т. д.

Среди платформенных областей недавнего покровного оледенения встречаются поверхностные дислокации, генезис которых обычно связывается с ледником. Явления гляциотектоники широко распространены как на территории СССР, так и в Западной Европе, Канаде и в других районах покровного оледенения. Хорошо известные, распространенные в западной части Украинской впадины по правобережью и отчасти по левобережью Днепра местные дислокации в виде чередования четвертичных и более древних пород, образующих сложную складчато-чешуйчатую структуру, давно вызывали дискуссию. В настоящее время Э. А. Левков рассматривает их как гляциодислокации скребкового типа, развитые в зоне разломов краевой части Украинской впадины. Новейшие движения блоков осложняли перемещение ледника, что, по мнению Г. Ф. Мирчинка, В. И. Славина и других исследователей, привело к образованию гляциодислокаций. Появление таких дислокаций Э. А. Левков объясняет без привлечения новейших тектонических движений. По его мнению, в краевой части ледника в результате гравитационного воздействия породы ложа находились в предельно напряженном состоянии. Активный ледник деформировал их и отжимал в дистальном направлении. Этому способствовало: наличие горных пород, которые по своим физико-механическим свойствам могли реагировать разнообразными деформациями на нагрузку; сравнительно неглубокое залегание скальных пород фундамента, что вызвало концентрацию напряжений у кон-

такта, ослабление структурных связей и разрушение массива; наклон основания в сторону наступающего ледника, который оказывал тормозящее воздействие на продвижение льда и увеличение его мощности у фронта; возрастание напряжений у ложа; отжатие из-под покрова во внеледниковую область воды, заключенной в отложениях, что приводило к усилению порового давления, которое нейтрализовало нагрузку вышележащей толщи и тем самым облегчало срыв и перемещение пород субстрата, и др. Факты, указывающие на одновозрастность проявления гляциодислокаций, максимум которых падает на днепровское оледенение (рисское время), совпадающее с усилением в проявлении новейших движений, все же вопреки мнению Э. А. Левкова, позволяют считать, что тектонические движения были существенной причиной в их образовании.

В результате действия активного льда выявляются нарушения устойчивости пластических толщ из-за инверсии плотностей, неравномерности нагрузки с образованием инъективных деформаций, проявляющихся в виде складчатости нагнетания. Размеры таких структур могут быть мелкими и достаточно крупными, соизмеримыми со «скибовым типом» дислокаций. Они выражены в рельефе и встречаются на одних и тех же площадях. Условия их образования во многом сходны с условиями образования скибовых сооружений. Образование складок нагнетания связано с инъекцией водонасыщенного или пластичномерзлого материала в надвиговые плоскости, трещины, полости и ослабленные зоны перемещающихся друг относительно друга блоков пород ледникового субстрата, а также в базальную часть сохранявшего некоторую подвижность моренонасыщенного льда. Зарождение таких дислокаций зависело от исходной мощности пластичных слоев. На ход инъективного процесса влияла и инверсия плотностей, свойственная значительной части пластичных толщ.

Аналогичные деформации диапирового типа встречаются и в областях, где наличие ледникового покрова оспаривается и где ранее эти формы принимались за ледниковые отторженцы. Так объяснялись, например, Самаровский останец в нижнем течении р. Иртыша, многочисленные экзотические выходы древних пород в поле развития известных отложений на берегах Оби, Малой Алтым, многих притоках Северной Сосьвы, Югана и долинах других рек Западно-Сибирской равнины. Предполагается, что их образование не ледникового происхождения. Например, разрез пород Самаровского останца отличается отчетливой инверсией плотностей. Вовлечению опоковидных глин в процессы диапиризма способствовали не только их малая плотность и высокая пластичность, но и чрезвычайно слабые внутренние структурные связи (сцепление), вследствие чего они могут испытывать пластичные деформации при незначительных тангенциальных напряжениях, недостаточных для того, чтобы вывести из равновесия другие породы. Диапировые купола этого района развивались длительно и прерывисто, что характерно для структур подобного типа.

Интересно указание, что развитие глиняных диапиров сопровождалось характерным для них грязевым вулканизмом. Последний период оживления диапировых процессов совпал со временем разработки раннеплейстоценовых палеодолин, что привело к растеканию купола в стороны, дислокациям надопоковой толщи, соскальзыванию останца по склонам в палеодолину, который перекрыл нижнечетвертичный аллювий. Активизация диапировых куполов, по мнению Р. Б. Крапивнера, была связана с дислокациями палеогеновых и новейших отложений,

возникших благодаря оживлению зоны разломов фундамента Западно-Сибирской плиты, имевших северо-западное простирание и компоненту левостороннего сдвигового перемещения. При интенсивном тангенциальном сжатии пород чехла (над сдвигами фундамента) глины могли образовывать диапировые купола и без инверсии плотностей в вертикальном разрезе за счет своей пластичности. Так, например, объясняется выход юрских пород на р. Большой Юган, выжатых с глубины 2,6—2,8 км и образовавших на поверхности диапировую шляпу, позднее также сползшую в нижнечетвертичную палеодолину этой реки. Такие взгляды удачно разрешают много лет длившиеся дискуссии в отношении генезиса экзотических выходов древних пород, считавшихся ледниковыми отторженцами, и показывает их структурную обусловленность. По нашим представлениям, в их происхождении большую роль играли новейшие движения и обусловленная ими гидродинамика глубоких горизонтов подземных вод, на которую пока мало обращают внимание. Учет таких представлений будет иметь практическое значение для целей поисков нефтяных и газовых месторождений. Наличие диапировых куполов в позднекайнозойских отложениях дает основание предполагать существование положительных структур ниже по разрезу.

К поверхностным дислокациям должны быть отнесены не только различного типа гляциодислокации, но и своеобразные структуры, связанные с проявлением различных типов экзогенных процессов (гравитационных, оползневых, карстовых и др.), обычно относимых к категории атектонических, но в которых в той или иной мере проявляются различные типы тектонических движений.

Некоторые общие закономерности развития платформ новейшего этапа развития. В истории платформенных областей выявляется ритмичное проявление тектонических движений, определивших крупные циклы в развитии рельефа платформенных равнин. Они характеризуются сменой фаз расчленения фазами выравнивания, запечатленными в геоморфологически выраженных поверхностях рельефа. В неотектонический этап развития эта ритмичность проявилась наиболее контрастно и охватила обширные площади двух секторов земного шара — Индо-Атлантического и Тихоокеанского. В пределах Индо-Атлантического сектора (Североамериканская, Бразильская, Африканская и Австралийская платформы) проявилась миоценовая фаза поднятий, исключительная по размаху движений и территориальному охвату. Начало этой фазы на некоторых территориях падает на поздний олигоцен. В пределах Тихоокеанского сектора, охватывающего Китайскую, Сибирскую платформу, западную часть Североамериканской платформы, максимум движений сместился на начало плиоцена и плейстоцен. В пределах же миоцена отмечаются проявления несколько более слабых движений. Определенное несовпадение проявления ритмичности движений в ходе развития разных платформ в пределах каждого сектора отмечается и для более ранних этапов (юрское, меловое время). При известной согласованности проявления движений и обусловленных ими этапов развития рельефа, наблюдается некоторое совпадение наиболее интенсивных фаз движений в пределах различных платформ. Эта особенность позволяет говорить и о несовпадении главнейших этапов рельефообразования платформ на поверхности Земли, на что уже обращали внимание Ю. А. Мещеряков и Н. И. Николаев.

Все рассмотренные данные (см. гл. I, V) указывают на общепланетарный характер в проявлении тектонических движений платформ, их ритмичности и цикличности в формировании рельефа, приведших к ши-

рокому распространению одинаковых или близких по возрасту поверхностей выравнивания, известной выдержанности их высот (амплитуд общих поднятий) в пределах разных континентов. Эти движения охватывали не только платформенные, но и смежные подвижные области, в которых они проявлялись более интенсивно и контрастно. Можно говорить: 1) о глобальном проявлении фаз тектогенеза, выражающихся в повышении тектонической, магматической и сейсмической активности; 2) о сложном комплексе хронологически взаимосвязанных явлений и процессов с конкретным выражением их в пределах устойчивых (платформенных) и подвижных областей; 3) о региональных различиях тектогенеза в пределах Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов; 4) о локальных особенностях выражения тектонических движений разных платформенных областей, обусловленных структурными неоднородностями и отличиями историко-геологического развития. Иными словами, каждая платформа, как высокая, так и низкая, отличалась присущими только ей размахом и ритмом (спектром) тектонических движений.

Отрицая повсеместность в проявлении интенсивных фаз неотектонических движений, синхронных для всех платформенно-равнинных областей (о которых писали Л. Кинг и др.) с определенностью можно говорить о принципиальной общности в проявлении новейших движений и влиянии их на развитие рельефа в пределах каждого из двух сегментов Земли: Тихоокеанского и Индо-Атлантического. Некоторые различия во времени проявлений движений в их пределах обусловлены структурными неоднородностями земной коры, а также историей их геологического развития. Отметим, что фазы интенсивных поднятий, проявившихся в пределах платформенных областей новейшего этапа развития, в смежных областях подвижных зон сказались в формировании системы крупных разломов и в проявлении интенсивных и разнообразных тектонических движений, приведших к формированию горного рельефа. Обращает внимание совпадение во времени начальных фаз развития высоких древних платформ, когда последние испытали наиболее значительные по амплитуде поднятия. В значительной мере они являются как бы компенсационными по отношению к погружениям земной коры, происходившим в пределах океанов, начавших проявляться еще в мезозое. Продолжение развития современных глубоких океанических впадин обусловило черты сходства в характере неотектоники материковых платформ, разделении их на высокие и низкие и их различия в двух сегментах Земли, обусловленные разным развитием океанических впадин. Таким образом, неотектоника и рельеф поверхности материковых платформ определялись их строением и развитием в новейший этап, особенностями эндогенного режима, а также климатических зон, в пределах которых они находились, предопределивших комплекс экзогенных процессов, распространение экзотектонических деформаций и их сочетания.

В проявлении тектонических движений в пределах платформенных областей исключительно важное значение имел фактор унаследованности, прослеживающейся на протяжении многих геологических периодов и даже эр. Возможность выявления структур древнего заложения обусловлена их унаследованным развитием на новейшем этапе. Она же объясняет консервативность гидрографической сети, большую устойчивость планового положения границ структурных и морфоструктурных элементов, их ориентировки. Унаследованное развитие в новейший этап отмечается для многих кольцевых структур и других структур различных порядка и времени заложения. Выявляющаяся особенность пере-

крестного, или решетчатого структурного плана, свойственного всем платформам, в значительной мере объясняется унаследованностью структурных элементов различных структурных этажей. Передача тектонических напряжений через платформенный чехол на поверхность Земли обусловлена подвижностью тектонических блоков и отдельных структур фундамента, отражавшейся часто в безамплитудных подвижках, определявших трещиноватость пород, их проницаемость, развитие эрозионной сети, рельефа и современного ландшафта. Для выявления разновозрастных разломов, заложенных на различных геотектонических этапах, и их унаследованности в неотектонике следует проводить многоуровенную интерпретацию по ряду структурных поверхностей, разных горизонтов платформенного чехла, кровле докембрийского фундамента, а также границам раздела в земной коре. Молодым платформам свойственны бóльшие мозаичность строения, дифференцированность тектонических движений и контрастность рельефа. Морфоструктура консолидированных древних платформ более однообразна, чем в пределах щитов и плит.

Важнейшими внешними показателями направленности развития платформенных равнин служат количество, возраст и современное гипсометрическое положение поверхностей выравнивания и пенепленов. При этом древние платформы испытывали общие направленные поднятия раньше (палеозой—мезозой), чем молодые (мезозой—кайнозой). В неотектонический этап эта тенденция сохранилась и продолжалась. Низкие платформенные области характеризуются средними амплитудами движений 200—500 м, высокие — порядка 1000—1500 м и более и разной скоростью поднятий. У высоких платформ суммарно она в 2—3 раза больше, чем у низких, но на один—два порядка меньше средних скоростей движений в смежных подвижных областях. Разница в скоростях движений определяла и направленность проявления экзотектонических процессов, и особенности рельефа платформенных областей.

Изучение истории развития платформенных областей позволило выявить разнообразие и сложность взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов [31, 41]. Был сделан вывод о запаздывании экзогенных процессов по отношению к движениям земной коры. Оказалось, последние влияют на экзогенные процессы не только непосредственно, но часто через сложившийся рельеф. Анализ геоморфологического развития платформенных равнин показал, что моменты усиления тектонической активности земной коры (в мезозое, кайнозое и на новейшем этапе) не компенсировались отставшими по интенсивности экзогенными процессами. Следствием этого явился сложный ступенчатый рельеф платформенных равнин, нередко поднятых на значительную высоту (см. рис. 89).

Особенности геодинамики платформенных областей новейшего этапа развития. Как указывалось, в строении платформенных областей большое значение имеют разрывные формы тектоники. Об их генезисе и механизме образования высказывались различные мнения [14, 23, 25, 40, 53, 68, 74, 77]. По расчетам Е. И. Люстиха, возникающие касательные напряжения при изменении скорости вращения Земли явно недостаточны для преодоления прочности горных пород и образования крупных линеаментов. Ротационные силы Земли могли формировать крупные разломы только в случаях влияния и других факторов, как, например, совпадение их с векторами напряжений, связанных с эндогенными процессами. Именно поэтому по статистике в целом для земного шара фиксируются относительно выдержанные направления разрывов по отношению к оси вращения, а в конкретных регионах, расположенных на

одних широтах, но в разных местах планеты, преобладают разные по направлениям разрывы [62]. Это объясняется тем, что напряжения, вызванные эндогенными процессами, успешнее реализуются, когда их вектор совпадает с вектором напряжений, возникающих, в частности, из-за изменения ротационного режима на сфере, имеющей к этому времени некоторые неоднородности. Участие же ротационных сил в образовании регматической сетки разломов в их начальный этап развития П. М. Хренов, С. И. Шерман, В. К. Александров и другие считают безусловным.

По мнению И. К. Чебаненко, планетарная регматическая сеть образовалась в результате взаимодействия двух процессов — колебательных движений земной коры и ротационной геодинамики, с которой связаны напряжения, возникающие в коровом слое, и которой отводится дополнительное значение, хотя временами она могла иметь и самостоятельное значение. Было показано, что возникающие напряжения, по расчетам Г. М. Стоваса, достигают оптимальной величины в 10^2 дин/см^2. Колебательные движения вызывают растрескивание коры, ротационные силы направляют его по определенным линиям. Таким образом, первичная трещиноватость начинается с образования мелких трещин отдельности и, при благоприятных условиях заканчивается формированием больших глубинных разломов.

Существует и другое объяснение. Планетарные силы, закономерно ориентированные относительно географической сетки, воздействуют непосредственно как на земную кору, так и на верхнюю мантию, усиливая протекающие в ней физико-химические процессы. В этих случаях планетарные напряжения играют роль триггерного механизма, благодаря которому преимущественно очаговый, неупорядоченный характер процессов в мантии приобретает направленность: активизируются в первую очередь очаги, расположенные вдоль силовых линий, и формируются линейные зоны. При этом выяснилось, что такие показатели, как протяженность разломов, их положение и направление определяются планетарным силовым полем, а местная дифференциация в развитии отдельных звеньев обусловлена региональной и локальной спецификой строения и преобразования вещества земной коры и верхней мантии в пределах каждого порядка структур.

В неотектонический этап развития регматическая сеть платформенных областей испытывала оживление. Многие из них контролировали размещение ареалов осадконакопления и влияли на формирование рельефа. Некоторые исследователи считают возможным связывать повсеместно прослеживающуюся систему линейных нарушений с явлениями контракции. При этом развитие системы планетарных нарушений направлено сверху вниз от земной поверхности и их первичная глубинная ориентировка вертикальна. Наличие выраженных преимущественных направлений наклонов у нарушений, простирающихся по разным азимутам, может свидетельствовать о существовании тангенциальных усилий, проявлявшихся на данном участке коры одновременно с разрывом, и характеризовать направления их векторов. Вместе с тем следует иметь в виду, что унаследованность зон глубинных разломов, как показал А. И. Суворов, имеет различный характер. В течение одного геологического этапа зона глубинного разлома представляет то область растяжения, т. е. зону глубинных сбросов, то на следующем этапе развития земной коры становится зоной глубинных шарьяжей, проявляющихся и в платформенных областях, которые могут развиваться в фазы тектонической активизации и выражаться в виде срыва земной коры со

своей мантийной подстилки [62]. В новом цикле эта зона проявляется в виде пояса протяженных сдвигов. Выяснено, что наиболее крупные фазы тектонической активизации платформ хорошо коррелируются с тектоническими фазами в прилегающих орогенных и геосинклинальных областях.

Давно установлена корреляционная связь между новейшими структурными формами и различными физическими полями. Однако выявляющиеся связи могут быть использованы с принципиально различных позиций. По соотношениям структур, мощностей земной коры и гравитационного поля особых различий между молодыми и древними платформами не наблюдается. Намечающиеся специфические особенности относятся преимущественно к осадочному чехлу и верхним горизонтам фундамента. Это сказывается в относительно большей линейности и унаследованности развития структур чехла на молодых платформах по сравнению с древними. Работами А. Ф. Грачева, Ю. Н. Кулакова, В. А. Литинского установлено, что региональные аномалии силы тяжести имеют прямую связь с проявлениями неотектоники и, тем самым, с рельефом земной поверхности. Значения аномалий силы тяжести (в редукции Буге) в равнинно-платформенных областях близки к нулю и отличаются небольшими градиентами. Тем не менее между аномалиями силы тяжести высоких (активизированных) и низких платформ существует значительная разница. В пределах низких платформ (Восточно-Европейская, Западно-Сибирская, большая часть Североамериканской) гравитационные аномалии в редукции Буге — спокойные, близкие к нулю ($\pm 5 \cdot 10^{-4}$ м/с^2); в пределах высоких платформ наблюдаются возмущение гравитационного поля с преимущественно отрицательными аномалиями (до $8 \cdot 10^{-4}$—$1 \cdot 10^{-3}$ м/с^2) и его значительная дифференцированность. Низкие и высокие платформы различаются и по мощности земной коры (соответственно 30—40 км и до 40—45 км). Это указывает на различие в их пределах характера глубинных процессов. К. А. Савинским было отмечено также, что в пределах плит прямое соответствие между изменениями глубин залегания поверхности фундамента и значениями аномалий Буге наблюдается далеко не повсеместно. Нет прямой количественной пропорциональности между интенсивностью гравитационного поля, гипсометрией рельефа и морфологией поверхности фундамента, а также совпадения их в плане.

В низких платформах допускается близкий к нулю баланс вещества, образующийся в результате взаимодействия эндогенных процессов (медленные перемещения коровых масс от областей опусканий к областям поднятий, а также разуплотнение и уплотнение вещества в областях опусканий) и экзогенных процессов (эрозионный срез в пределах областей поднятий и осадконакопление в областях опускания). Между этими процессами существует как бы динамическое равновесие, результатом которого является спокойный равнинный гипсометрический, преимущественно низкий рельеф и близкие к нулю аномалии силы тяжести. В пределах высоких (активизированных) платформ с возмущенным гравитационным полем и значительными гравитационными аномалиями их поднятие возможно объяснять главным образом процессом относительно быстрого разуплотнения глубинного вещества, сопровождающимся увеличением объема. Сопоставление аномалий, обусловленных различными факторами для высокой Сибирской платформы (плотностные неоднородности верхней части земной коры, внутренняя структура фундамента, рельеф поверхности фундамента и др.), показало, что их гравитационный эффект постепенно убывает по вертикали от структур

верхней мантии и низов коры к приповерхностным, развитым в верхней части коры, вплоть до осадочной толщи. Такая последовательность в распределении аномалий в зависимости от глубинных причин, их вызывающих, позволила говорить о глубинности эндогенных процессов, лежащих в основе формирования аномального гравитационного поля и современной структуры высокой Сибирской платформы. Указанные процессы создают дефицит плотности глубинных масс, соответствующие отрицательные аномалии силы тяжести и увеличение мощности земной коры (В. А. Магницкий, Ю. А. Мещеряков). Приведенные выше историко-геологические и геоморфологические данные указывают на недавнюю перестройку глубинной структуры высоких платформ. Поднятие их не успело компенсироваться денудационными процессами, что позволяет сделать вывод об их относительно молодом возрасте (верхний мезозой—кайнозой).

В пределах платформенных областей Н. А. Беляевским и А. А. Борисовым и другими выявлены сложные связи между отдельными структурами и рельефом поверхности М. Иногда наблюдается зеркальное отражение платформенных структур в рельефе поверхности М (антеклизам соответствуют прогибы этой поверхности, синеклизам — выступы), в других случаях синеклизам отвечают прогибы фундамента. Устанавливаются быстрые изменения рельефа поверхности М и сопутствующих им вертикальных движений земной коры. Зависимость между глубинами залегания поверхности М и значениями аномалий силы тяжести в редукции Буге $H_M(\Delta g)$ приведена на графике (рис. 121). Контуры разброса точек показывают отклонение от общего закона как в целом для материков, так и для отдельных регионов Советского Союза, в том числе для низких и высоких платформ. Каждому графику соответствует свой коэффициент зависимости рассматриваемых параметров, отражающий глубинное строение. Анализ имеющихся материалов показал, что резко изменяющаяся часть гравитационного поля обусловлена плотностной неоднородностью верхней части земной коры. Другая часть изменяющегося поля связана с геологическим строением. Региональные аномалии (в том числе магнитные) связаны с крупными мегаблоками земной коры. Их интенсивность и морфология определяются положением крупных блоков в пространстве, характером границ раздела слоев земной коры, их строением и составом. Крупные гравитационные и геомагнитные ступени, разделяющие региональные максимумы и минимумы, располагающиеся вдоль границ разнопостроенных блоков земной коры, представляют собой, как правило, тектонические структуры первого порядка. Гравитационные ступени, располагающиеся вдоль границ тектонических структур, определяются разностью плотности блоков земной коры, соприкасающихся по разломам. В ряде случаев гравитационные и магнитные аномалии структурных депрессий платформ связываются с зонами уплотнения земной коры вследствие базальтификации, которая характерна как для древних (Присаяно-Енисейская депрессия, Вилюйская, Тунгусская синеклизы Сибирской платформы), так и для молодых платформ (Хобдинский, Черниговский выступы «базальтового» слоя, приуроченные к прогнутым зонам Прикаспийской и Днепрово-Донецкой впадин Восточно-Европейской платформы).

Однако по вопросу механизма проявления этого процесса среди геологов и геофизиков нет единого мнения. Так, например, прогибание (опускание) верхних слоев земной коры местными процессами уплотнения вещества в подкоровых слоях допускают А. А. Борисов, В. В. Белоусов, С. И. Субботин. П. Н. Кропоткин считает процесс уплотнения

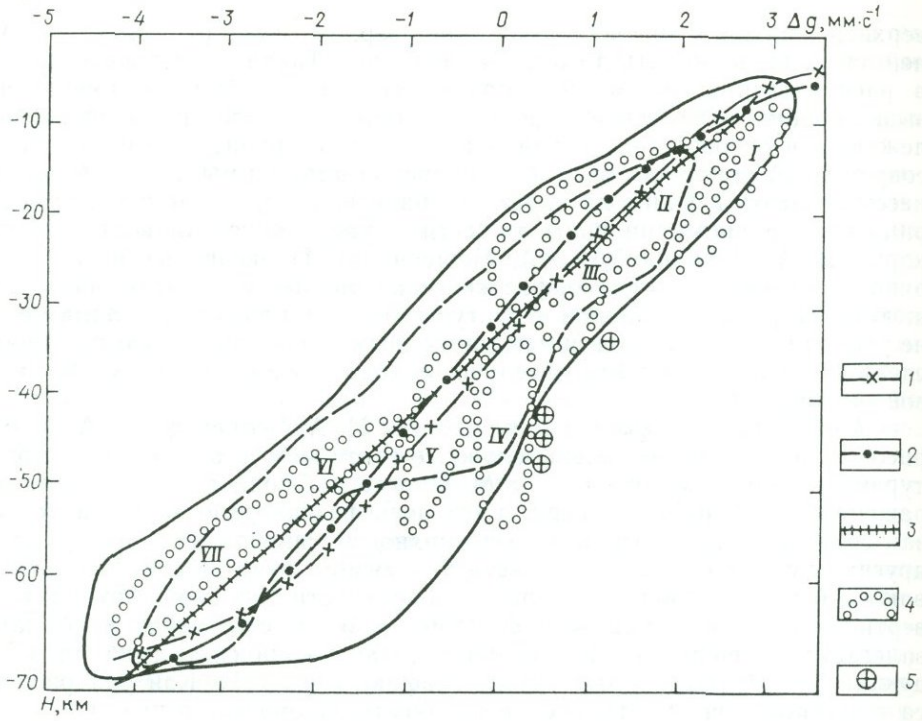


Рис. 121. Сопоставление графика зависимости глубин залегания поверхности Мохоровичича и значений аномалий Буге $H_M = f(\Delta g)$:

1 — график $H_M = f(\Delta g)$ и контур распределения точек для всего земного шара, по Р. М. Деменицкой; *2* — то же, по М. Вулларду; *3* — то же, для территории СССР, по Н. Б. Сажиной; *4* — контуры преимущественного (80 %) распределения точек для регионов: *I* — Тихий океан (Прикурильская зона); *II* — Охотское море; *III* — Черное море; *IV* — Русская плита; *V* — Сибирская платформа; *VI* — Северный Тянь-Шань; *VII* — Южный Тянь-Шань, Алтай, Памир; *5* — точки, соответствующие выступам базальтовых слоев. Сплошная и пунктирная линии оконтуривают разброс точек по *1* и *3*

и разуплотнения явно несостоятельным, так как на прогнутых участках должны были бы возникать огромные положительные изостатические аномалии, и с позиций термодинамики и физической химии трудно представить себе поочередное местное уплотнение и разуплотнение вещества как причину эпейрогенических колебаний платформы. По мнению П. Н. Кропоткина, переменный характер вертикальных движений на платформах скорее говорит о деформациях коробления фундамента при многократном наложении и снятии горизонтально ориентированных напряжений сжатия и растяжения. Нам кажется, что П. Н. Кропоткин затрагивает несколько иные аспекты этой проблемы и его возражения не выглядят убедительными.

Образование впадин в пределах платформенных областей связывается Е. В. Артюшковым, А. Е. Шлезингером, А. Л. Яншиным и другими с фазовым переходом базальтовых пород, располагающихся в нижней части континентальной коры, в эклогит, который представляет собой более плотную ассоциацию минералов. Базальты с плотностью 2,9—3,0 г/см³ при давлениях, существующих в нижних частях коры, оказываются неустойчивыми и превращаются в эклогит с плотностью 3,5—3,6 г/см³. При сравнительно низких температурах (300—500 °С), характерных для большинства платформенных областей, это превращение протекает очень медленно (сотни миллионов лет). Но этот процесс

ускоряется с повышением температуры. Как было показано в 1972 г. Ю. А. Мещеряковым и В. В. Бронгулеевым, крупные неровности в рельефе поверхности М платформ имеют примерно тот же возраст, что и соответствующие им морфоструктуры земной поверхности. Последние отличаются значительной изменчивостью, при этом также изменчив и рельеф поверхности М, тогда как формы геологической структуры осадочного чехла остаются сравнительно консервативными. Оказывается, что при поднятии земной поверхности на несколько десятков или сотен метров рельеф платформенных областей претерпевает значительные изменения. Геологическая же структура при этом не испытывает существенной перестройки. Отсюда следует, что для интерпретации региональных геофизических материалов большое значение имеют данные по неотектонике и геоморфологии.

НОВЕЙШИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ И ГЕОДИНАМИКА ПОДВИЖНЫХ ОБЛАСТЕЙ С КОНТИНЕНТАЛЬНЫМ ТИПОМ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Основные понятия. Подвижные участки земной коры характеризуются проявлением процессов горообразования. Этимологически слову горообразование тождествен часто употребляемый термин орогенез. В соответствии с первоначальным пониманием, предложенным в 1890 г. Г. Гильбертом, и практикой большинства советских геологов термин рассматривается и как синоним горообразования, и как историко-геологическое понятие, соответствующее определенной стадии развития геосинклиналей, о чем писали Н. С. Шатский, А. А. Богданов, М. В. Муратов, В. Е. Хаин, Н. П. Херасков, А. А. Моссаковский и др. Если термину придается не только орографический, но и структурный смысл, то такие образования называют орогенными (Л. Кобер) и им соответствуют складчатые зоны или пояса завершенной складчатости (А. Д. Архангельский, Ю. М. Шейнманн и др.). Ч. Б. Борукаев считает целесообразным сохранить термин ороген лишь в палеогеографическом (палеотектоническом) аспекте, что в наибольшей степени соответствует его этимологии. Существуют и другие точки зрения.

Сложность использования термина орогенез (ороген) в смысле горноскладчатого сооружения, возникшего на месте геосинклинали (Э. Ог), заключается и в том, что и «горообразование», и «складчатость» не обязательно связаны с геосинклиналями, а могут проявляться и в пределах их устойчивого платформенного обрамления или в областях рифтогенеза.

В настоящее время чаще под орогенезом понимается собственно образование гор, а не совокупность горообразования и формирования складчато-надвиговых деформаций общего сжатия. Обычно орогенез сопровождается сводово-глыбовыми деформациями (изгибами большого радиуса), осложненными смещениями по разломам. Вместе с тем известны случаи, когда и процесс формирования складок сопровождается эффектом горообразования с амплитудами поднятий в сотни метров ($>$500 м), что отмечается для Таджикской и Ферганской впадин, Предкавказья, дна акваторий (Каспийское море, Атлантический океан) и др. Таким образом, взаимосвязь геосинклинального прогибания, складчатости и горообразования не является ни обязательной, ни одновременной, как считалось ранее. Каждый из этих процессов может проявляться в природе более или менее самостоятельно.

Отсутствие четких различий в понятиях «геосинклинальный процесс», «складчатость» и «горообразование» позволило Л. Коберу объ-

единить их в термине «ороген». Желание разделить эти понятия привело в 1930 г. к введению Е. Хаарманом нового термина «тектогенез» как совокупности тектонических движений и процессов, под воздействием которых формировались тектонические структуры земной коры. В истории фанерозоя стали выделять различные эпохи тектогенеза (байкальская, каледонская, герцинская и др.) или геотектонические циклы. Однако несмотря на смысловое разделение понятий «орогенез» (в смысле горообразование) и «тектогенез», часто эти термины продолжают рассматриваться как синонимы. Со временем утвердился взгляд, что складчатость и активное горообразование разделены во времени. Г. Штилле первые процессы назвал конструктивными — созидательными (образование складчатой структуры). Последующие процессы, разрушающие складчатые структуры, разделяющие их на относительно поднимающиеся и погружающиеся блоки с образованием различных грабеновых структур типа авлакогенов, рифтовых зон и пр., были связаны с явлениями деструкции земной коры. Значительно позже (в 1976 г.) В. Е. Хаин приходит к выводу, что рифтообразование («рифтинг») представляет собой один из наиболее распространенных геологических процессов, а океанообразование рассматривает как «стерильную форму» деструктивного тектогенеза. Важное значение рифтогенеза как глобального геотектонического процесса было показано Е. Е. Милановским [33], подробно рассмотревшим его проявление в истории Земли на примерах древних платформ и складчатых зон.

В 1980 г. Ю. Г. Леонов предлагает иную систему терминов, выделяя «орогенные периоды» — этапы развития Земли, во время которых широко развиты горообразование, накопление моласс, орогенный вулканизм; орогенные периоды приравниваются к геотектоническим циклам и рассматриваются как события наложенные, не связанные с эволюцией областей, где они проявляются. Орогенные периоды — это глобальные периоды повышенной тектонической активности, во время которых орогенез — горообразование составляет наиболее яркую компоненту, хотя тектонической активизации подвергались все материки, включая горные и равнинные области. Неотектонический этап рассматривается так же как новейший орогенный период. В их пределах Ю. Г. Леонов выделяет «эпохи тектогенеза» — более короткие кульминации повышенной тектонической и магматической активности, которые наиболее отчетливы в орогенных областях. По смыслу эпохи тектогенеза соответствуют орогеническим фазам, по Г. Штилле, под которыми понимались фазы складкообразования. Использование старых терминов в новом понимании, однако, не способствует четкости геологического языка и может вызвать определенное смешение понятий.

В результате проявления процессов орогенеза образуются горы. В разное время они классифицировались по разным признакам. Первоначально среди них выделяли складчатые горы и горы сбросовые, или глыбовые. Термин «складчатые горы» был введен Э. Зюссом и отражал господствовавшие в свое время идеи образования крупных черт рельефа Земли в соответствии с контракционной гипотезой. На независимость процессов геосинклинальной складчатости и горообразования указывал Дж. Голл. Развивая эти представления, Г. Штилле отмечал, что геосинклинальное складкообразование сопровождалось проявлением горообразования только в виде вспучивания с образованием невысоких и эфемерных гор, так как они быстро разрушались денудационными процессами до состояния пенепленизированных поверхностей. Главным же фактором образования и существования гор как морфологических еди-

ниц Г. Штилле считал проявление более молодых и в основном продолжающихся и поныне глыбовых движений, обусловленных действием эпейрогенических процессов, независимо развивая взгляды, высказанные в это же время В. А. Обручевым. Таким образом, первоначально создается складчатая структура в качестве субстрата будущих гор, а уже на этой основе в результате процессов собственно горообразования, проявляющихся главным образом в вертикальных движениях, образуются горы. Дальнейшее развитие этих идей в 1962 г. было дано Б. Л. Личковым, считавшим, что складчатость в горных поясах хотя и встречается, но не отражает главной структуры гор и является поверхностным образованием, производным от вертикальных движений. В настоящее время эти представления, выражающиеся в иной терминологии, широко распространены.

При рассмотрении процессов орогенеза в последнее время часто используют термины, предложенные К. В. Боголеповым в 1968 г. Он предложил выделять первичный — протоорогенез и вторичный — дейтероорогенез. Как нами указывалось [37, 53], такое подразделение орогенных областей не является удачным. Протсорогенез в геосинклинальных областях в какой-то мере отражает смысл данного термина. После замыкания геосинклиналей изменение эндогенного режима приводит к горообразованию в «первый раз» (первичному). Однако этому термину нельзя противопоставлять термин дейтероорогенез. Развитие горообразования на ранее сформированных платформах (складчатых зонах) не повторяет процесса орогенеза, а он оказывается наложенным на молодые и древние платформы, т. е. также проявляется первично, но на ином геологическом субстрате, который часто оказывался гетерогенным. Тем самым теряется смысл его употребления. Ранее предложенные термины — эпигеосинклинальный и эпиплатформенный орогенез — более отражают особенности процессов горообразования.

Говоря о внешнем выражении горных областей в рельефе, необходимо разграничивать понятия: горные (орогенные) пояса — крупнейшие горные сооружения, пересекающие ряд материков или их части. Пояса состоят из разных горных стран, образующих сложные, часто обособленные горные поднятия. В пределах горных стран выделяют горные (орогенные) системы, образованные рядом хребтов — линейными сооружениями, обрамляющимися внутригорными, межгорными впадинами обычно удлиненной формы, и предгорные впадины (прогибы), располагающиеся во внешней части горных систем или горных стран. Чаще всего предгорные впадины оказываются компенсированными осадконакоплением и морфологически не выражены в рельефе как впадины, а представляют собой слабо наклонные равнины. Кроме того различают нагорья и массивы, обычно изометричной формы, отличные по размерам и располагающиеся внутри горных стран.

На материках выделяется несколько орогенных поясов планетарного масштаба. Один из них, обрамляющий Тихий океан, состоит из отдельных прямолинейных отрезков северо-западного и меридионального (частично широтного) направлений в пределах Северной и Южной Америки и северо-восточных и меридиональных отрезков по западному обрамлению океана. Условно этот пояс получил название Тихоокеанского кольца. Другой орогенный пояс протягивается близко к широтному направлению, приблизительно соответствуя альпийскому (Средиземноморский) и Центральноазиатскому складчатым поясам, широкой полосой пересекающим Евразиатский материк в широтном и северо-восточном направлениях. Горы этих поясов отличаются значительной подвижно-

стью в неотектонический этап, являются «живыми» и в современную эпоху. Таким образом, горные страны представляют собой закономерную глобальную систему разветвляющихся и пересекающихся орогенных поясов, опоясывающих весь земной шар. Для территории суши А. Кайё в 1980 г., проделав гармонический анализ рельефа, показал, что выделяются два величайших на земле нагорья, условно начинающиеся на абсолютных высотах 3050 м, а ниже сменяющиеся множеством отдельных более низких хребтов. Одно из них — Тибетское нагорье имеет площадь более 2 600 000 км^2 и среднюю высоту 4600 м. Объем этого массива выше уровня моря составляет 12 200 000 км^3, или более 72 % объема всех гор континентов. Второе нагорье — Анды, имеющие среднюю высоту 4000 м с объемом выше уровня моря 3 300 000 км^3, или около 20 % всех гор. Объем всех остальных гор континентов, вместе взятых, составляет около 8 %. Тибетское нагорье с прилегающими областями — колоссальное вздутие земной коры — результат проявления тектонических движений, значительная доля которых падает на неогеновое и главным образом на плиоценово-антропогеновое время. Анализ цифр показывает очень неравномерное распределение тектонических движений в пределах планетарных горных поясов континентов, проявлявшихся в новейший этап развития, а значит, и на неравномерное выделение энергии, определяющей процессы орогенеза, и на сложные соотношения различных категорий тектонических движений.

Для новейших движений и геодинамики подвижных областей характерна унаследованность их проявления от более древних структурных планов, отмечаемая для неотектоники всех горных стран. Поскольку активизация тектонических движений проявлялась на месте ранее возникших структурных форм, заложившихся в далеком геологическом прошлом, структура орогенных поясов в различных своих частях наследует протерозойские, рифейские, палеозойские, мезозойские структурные планы. Именно они предопределяют основные черты строения горных стран. Отдельные элементы этих планов могут «просвечивать», что указывает на их консервативность и обусловленность системами долгоживущих глубинных разломов. Наиболее ярко унаследованность общего структурного плана проявляется в эпигеосинклинальных орогенных областях. Для них характерно длительное и конседиментационное разрастание поднятий, зародившихся еще в период общего геосинклинального прогибания, которые начинают расти как горные сооружения после замыкания геосинклиналей, превращаясь в орографически выраженные горные сооружения. Также унаследованно развиваются и впадины. Во всех случаях, чем крупнее структурные формы, тем устойчивее оказываются их границы во времени. Для ряда горных поясов И. А. Резанов отмечает тесную связь новейших поднимающихся хребтов с ранее существовавшими геосинклинальными прогибами; их простирания часто совпадают. Иногда хребет образуется на месте геосинклинального прогиба или на месте граничащего с ним ранее существовавшего поднятия. Межгорные впадины развиваются в геосинклинальных прогибах, продолжавших испытывать прогибания и в орогенный этап, или на месте срединных массивов, которые ранее были областями поднятия и размыва.

Выявляются большая устойчивость некоторых направлений в развитии новейших структур, их просвечивание на фоне других преобладающих направлений, что отмечается в любой горной стране. Например, поперечные простирания (часто меридиональные или широтные), выражающиеся в поднятиях, скрытых шовных зонах и пр., выявляются в

неотектонической структуре Карпат, Крыма, Кавказа, Копет-Дага, Памира, Тянь-Шаня, Саян, Прибайкалья, Урала и др. Часто эти просвечивающие структурные элементы являются сквозными и прослеживаются не только в орогенных областях, но и в прилегающих частях платформ, находя отражение в рельефе, интенсивности движений, структуре, мощностях и фациях новейших отложений. Подвижные зоны наследуют черты структурного плана, часто возникшего много сотен миллионов лет назад. Примером может служить рифтовая зона новейшей активизации в Африке, где, по данным Е. Е. Милановского, наблюдается удивительно полное совпадение зон новейшего горообразования с зонами позднепротерозойско-раннепалеозойского (дамаро-катангского) тектогенеза.

Типы подвижных (мобильных) областей. Проявления процессов орогенеза выразились в подвижности и сильной раздробленности земной коры, ее проницаемости, образовании горного рельефа, накоплении большой мощности особых фаций и формаций новейших отложений во впадинах. Эти процессы сопровождались: перемещениями отдельных блоков по ранее образовавшимся тектоническим неоднородностям с образованием новых разломов разных типов, компенсационными прогибаниями отдельных участков, проявлениями различного типа складчатости — гравитационной, приразломной, общим сжатием, ориентированным поперек орогенных областей, сдвиговыми и надвиговыми перемещениями, проявлением интрузивного и эффузивного магматизма, интенсивными (часто разрушительными) землетрясениями. Раздробленность земной коры орогенных областей позволяет рассматривать их как гигантскую, планетарного масштаба тектоническую брекчию, состоящую из разных размеров блоков, глыб, подвижных, неоднородных, испытывающих быстрые изменения знака движений, ограниченных близко расположенными протяженными швами глубинных разломов.

Характер новейших тектонических структур орогенных поясов различен и разнообразен. Они наследуют элементы структур предшествующих тектонических циклов развития. Расчлененность рельефа орогенных областей в основном является следствием дифференцированно проявлявшихся тектонических процессов (тектономорфный рельеф, усложненный процессами денудации). Рельеф, характер новейших отложений отражают не только неотектонические движения, но и климатические, провинциальные особенности того или иного района и характер процессов вулканизма. По внутреннему строению, истории геологического развития подвижных областей среди них выделяют три типа: эпигеосинклинальные, эпиплатформенные и рифтовые.

Эпигеосинклинальные орогены (протоорогены) выделены на территориях, где начало новейшего горообразования следовало за инверсией собственно геосинклинального режима и где интенсивные горообразовательные и складкообразовательные процессы продолжались в течение всего олигоцен-плейстоцена и, как считают, еще не завершены. В пределах Альпийского пояса к данному типу орогенов отнесены Альпы, Карпаты, Крымско-Кавказские горы, Копет-Даг, горы Бирмы, Индонезии и др. Объединение этих регионов в общую категорию и отнесение их к эпигеосинклинальному типу новейшей геоструктуры в какой-то мере условно. Не для каждого из них характер развития, непосредственно предшествовавшего новейшему, может быть однозначно определен как геосинклинальный.

Неодинаков также тип новейших структур этих горных сооружений. Им свойственны высокий размах, исключительная интенсивность, диф-

ференцированность, контрастность новейших деформаций, отчетливо выраженная линейность преимущественно сводовых, сводово-блоковых форм, значительная роль продольных и поперечных глубинных разломов, наличие надвиговых и сдвиговых перемещений по некоторым из них. В пределах этой зоны выявляются участки крупных недокомпенсированных погружений типа глубоких котловин (впадины Средиземного моря, Черное море и др.), в отношении генезиса которых существуют разные представления. Их формирование связывается с геодинамическими процессами материкового типа. А. Л. Яншин обнаружил редчайшее структурное несогласие в подошве олигоценовых образований. В других местах они залегают практически согласно. Обычно такие впадины связаны с активными нисходящими тектоническими движениями. Время их образования совпадает со временем основного роста окружающих горных сооружений альпийского складчатого пояса, т. е. они являются неотектоническими (миоцен-плейстоценовыми) и рассматриваются как результат проявления сложных деструктивных процессов (с тафрогенным режимом), наложенных во времени на конструктивные орогенные. Для подобного рода структур в 1978 г. Я. П. Маловицкий предложил название «пелагогенные структуры», т. е. рожденные морем. Эпигеосинклинальным орогенам свойственны высокая сейсмичность, общность структурного плана, значительная степень унаследованности новейших структур. Помимо указанной зоны они прерывисто развиты по периферии Тихоокеанского пояса (см. рис. 117, вкладка).

Эпиплатформенные орогены (синонимы: дейтероорогенные, возрожденные, области послеплатформенной активизации, германотипные горы, складки основания, «большие складки», складчато-глыбовые и др.) образуются на месте древних и молодых складчатых зон, прошедших геосинклинальный путь развития и находившихся какое-то время перед горообразованием в платформенной стадии развития. Понятие «область послеплатформенной активизации» указывает, что на месте горной страны сформировалась платформа (древняя, молодая), которая в эпоху горообразования подвергалась усилению интенсивности тектонических движений с образованием горного рельефа. Эпиплатформенные орогены разделяются по возрасту основания, вовлеченного в горообразование. К орогенам на дорифейском основании в СССР отнесена Становая зона. Для нее можно констатировать развитие (на фоне общего значительного поднятия) умеренно дифференцированной структуры с преобладанием брахиформных и линейных сводово-блоковых и сводовых поднятий и относительных опусканий небольшой амплитуды, осложненных немногочисленными, преимущественно продольными разломами. Характерны унаследованность генерального простирания дорифейской структуры, омоложение древних глубинных разломов, а также возникновение новообразованных разломов, многочисленные несовпадения палео- и неоструктурных границ.

Особенно большие площади занимают новейшие эпиплатформенные орогены в зонах рифейской и палеозойской складчатости (Урал, Памир, Тянь-Шань, Саяны, Енисейский кряж, Забайкалье, Бырранга и др.). Они широко развиты на всех континентах (Кордильеры Северной Америки, Анды Южной Америки, Центрально-Азиатский горный пояс и многие другие). По внутренней структуре орогены этого типа очень изменчивы и зависят от характера строения субстрата, вовлеченного в горообразование. Чаще преобладают поднятия; предгорные и межгорные впадины по площади занимают подчиненное положение и только в редких случаях характеризуются преобладанием абсолютных прогиба-

ний, будучи вовлеченными в поднятия. На фоне поднятий разной интенсивности проявляется дифференцированная структура с преобладанием линейных блоковых, глыбовых и сводово-блоковых поднятий и опусканий с многочисленными продольными и поперечными крупноамплитудными разломами. Это преимущественно крутопадающие нормальные сбросы, нередко (по границам впадин) переходящие в верхних частях в надвиги. Встречающиеся сдвиги имеют меньшее распространение. В целом наблюдается унаследованность новейшего структурного плана от древнего при многочисленных несовпадениях направленности развития и границ отдельных нео- и палеоструктур, возникновение многочисленных новообразованных разломов разных типов. Местами проявляется новейший (в том числе четвертичный) базальтовый вулканизм. Большинство рассмотренных областей сейсмически активны.

При составлении обзорной карты новейшей тектоники территории СССР и сопредельных областей (см. рис. 117, вкладка) была выделена область орогенеза «промежуточного» типа развития, сформировавшаяся на мезозойском—раннекайнозойском складчатом основании, куда отнесены горные области Северо-Востока СССР, Пенжинско-Анадырская зона, часть Корякского нагорья, Западная и Центральная Камчатка, Сихотэ-Алинь, некоторые зоны Закавказья, южнее Копет-Дага, Северного Памира и др. Всем им свойственны слабая дифференцированность и контрастность движений (иногда приближающиеся к платформенной), местами, наоборот, повышенная интенсивность, преобладание сводовых, местами сводово-блоковых структурных форм, наличие многочисленных омоложенных и новообразованных продольных и поперечных разломов, с которыми связано проявление четвертичного базальтового вулканизма. Характерна высокая степень унаследованности новейших структур от древней при наличии признаков как гомогенизации, так и раздробления в сравнении со структурой основания. Во всех зонах этап предneотектонической пенепленизации был весьма кратковременным и, возможно, неповсеместным. На карте неотектоники (см. рис. 117, вкладка) выделены две группы новейших континентальных орогенов, развитых в допозднекайнозойских разновозрастных складчатых областях, местами интенсивно переработанных в мезозое и раннем кайнозое, и в позднекайнозойских складчатых областях — эпигеосинклинальные, где начало новейшего орогенеза наложилось на инверсию собственно геосинклинального режима и где эти процессы еще не завершились.

В мобильных областях континентов с преобладающими поднятиями выделяются *области рифтогенеза*, отличающиеся от рифтовых внутриокеанических и межконтинентальных зон меньшей площадью распространения, морфологией, специфичными структурными формами, масштабом вулканизма и химизмом продуктов, а также геофизическими параметрами.

Континентальные или внутриконтинентальные рифтовые зоны, по Е. Е. Милановскому, отличаются тем, что их «плечи» и сам рифт обладают корой континентального типа, но уменьшенной (от 20 до 30—35 км), раздробленной, аномально прогретой и подстилаемой линзой несколько разуплотненного мантийного материала. Для континентальных рифтовых поясов характерны различные пространственные сочетания сложных рифтовых зон (четковидное, кулисное, коленчатое, параллельное и др.). Рифтовые области обычно оказываются наложенными на геологический субстрат разного возраста. Для них характерно образование сводов («аркогенез», по Е. В. Павловскому) и в их пределах — рифтовых впадин. Эти области отличаются проявлением гори-

зонтального сжатия вдоль рифтовых областей и растяжения перпендикулярно их простиранию. К ним приурочен новейший вулканизм — излияния базальтовых лав, проявления интенсивной сейсмичности. Рифтовые области и рифтоподобные впадины известны в пределах всех континентов. На территории СССР — это Байкальская и Момская области.

Байкальский рифтоген — внутриконтинентальный, наложен на складчатые сооружения байкальского и каледонского возраста. В северо-восточной половине области границы рифтовых впадин под большим углом секут складки фундамента, в юго-западной — ориентировка новейших и древних структур примерно совпадает, однако ни тип, ни расположение структурных форм при этом не наследуются. Наблюдается обновление крупных глубинных разломов. Проявляются базальтовый вулканизм, высокая сейсмичность. Юго-западное окончание области в Северной Монголии оборвано крупным субширотным разломом. Северо-восточное окончание имеет торцовое сочленение с субмеридионально ориентированными докембрийскими структурами. Как указывают Н. А. Логачев и Н. А. Флоренсов, крупные разломы рифтовой области продолжаются далее на восток в линейные депрессии зоны Становика—Джугджура. Однако ни одно из гипотетических продолжений Байкальского рифтогена в сторону Приохотья или Предверхоянья пока достаточно не обосновано. О. К. Леонтьевым высказано мнение, что Байкальскую рифтовую зону следует протягивать к северу, на хребет Гаккеля в Северном Ледовитом океане и узкой полосой к югу, через Центральную Азию на Оманский залив, к западу от Индостанского полуострова.

В 1981 г. Ю. В. Комаров и А. А. Белоголовкин выделили относительно узкую зону «предпочтительного расположения континентального рифта», которую назвали зоной Верхояно-Бирманского сочленения центрально- и восточноазиатских структур (Байкальский рифт, Андаманская рифтовая долина и др.). Но эта зона проводится ими уже к востоку от Индостанского полуострова. Наконец, В. И. Попов и другие исследователи (1978 г.) все внегеосинклинальные горы Азии рассматривают как области рифтогенеза и выделяют перирифтовые участки, куда попадают, например, Сибирская платформа, Туранская плита и др. Этот «Трансазиатский рифтовый пояс Наливкина» пересекает с юго-запада на северо-восток всю Азию. Подобные построения представляются нам малобоснованными, так как в единую зону объединяются очень разные структурные элементы. Поэтому на карте неотектонического районирования Байкальский рифт нами традиционно показывается со слепыми окончаниями (см. рис. 117, вкладка). Момская рифтовая область располагается в зоне сочленения Яно-Колымской мезозойской миогеосинклинали и докембрийского Колымского массива или Алазейско-Олойской позднемезозойской эвгеосинклинали, изучалась А. А. Наймарком. На флангах новейшая структура Момского рифта резко дискордантно сечет простирания мезозойских структур, уходя северо-западнее на соединение с океаническим рифтом хр. Гаккеля и совпадая с ориентировкой крупных разломов домезозойского основания. Наблюдается «пальцеобразное» проникновение щелевых рифтовых форм вглубь относительно гомогенной и малоконтрастной неоструктуры смежного эпимезозойского орогена с явными признаками раздробления фундамента последнего. Известны проявления новейшего вулканизма; проявляется повышенная сейсмичность.

В. Е. Хаин в 1975 г. предложил выделять особый тип орогенных областей, получивший название «рекуррентного», или возвратного, оро-

генеза. При рассмотрении тектонических процессов во времени устанавливается смена направленности развития эндогенных режимов. В эпигеосинклинальных орогенных областях на неотектоническом этапе геосинклинальный режим сменяется орогенным, в это же время в эпиплатформенных орогенных областях платформенный режим заменяется орогенным. В геологической истории такая смена происходила неоднократно. Например, горообразование в областях ранних каледонид Сибири началось в позднем кембрии, продолжалось с относительно короткими тектоническими паузами и кратковременными эпохами выравнивания до первой половины мела и возобновилось в олигоцене, создав современные горные сооружения. Иными словами, орогенез развивался на протяжении почти 500 млн. лет и сопровождался сменой эндогенных режимов. Отмечается также, что в областях древних кратонов, развивающихся в платформенном режиме в течение сотен миллионов лет, горообразование проявляется в типичном эпиплатформенном орогенезе. В районах ранней консолидации (в пределах геосинклинального пояса), как указывал В. Е. Хаин в 1980 г., проявляющийся орогенез, приходящий на смену не очень длительной (десятки миллионов лет) фазе квазиплатформенного режима, образует рекуррентный орогенез. Из этого следует, что платформенная фаза в сотни миллионов лет при последующей активизации приведет к эпиплатформенному горообразованию, пауза в десятки миллионов лет, образуя «квазиплатформу» при активизации, будет проявляться в рекуррентном орогенезе.

Как выяснено, при переходе от активного орогенного эндогенного режима к менее активному—платформенному намечаются три динамические фазы: 1) общая пенепленизация; 2) образование приразломных впадин с континентальным, локализованным осадконакоплением с временными короткими актами активизации (предчехольный, тафрогенный, полуплатформенный режим) и 3) площадное континентальное осадконакопление, предваряющее общее погружение и плитную стадию развития.

Пока нет единого представления о длительности этих фаз и характере их развития. Предполагается, что в первую фазу в геологическом смысле очень быстро орогенный рельеф преобразуется в пенеплен с присущими ему корами выветривания, формирующийся в этап относительного тектонического покоя после возбужденного (орогенного) режима земной коры. Прекращение интенсивных горообразующих движений приводит к разрушению ранее созданных гор посредством широкого комплекса экзогенных процессов с образованием моласс и к возникновению на их месте единой гипсометрически низкой почти равнины с наиболее древней по возрасту корой выветривания, сохраняющейся в грабенах и приразломных впадинах. Количественные оценки скоростей денудации и выветривания различных горных пород (в разных климатических условиях) однозначно указывают, что выравнивание средневысотных гор — процесс геологически кратковременный. Подсчеты показывают, что выравнивание гор высотой в 2,5 км в условиях относительного тектонического покоя может происходить за 3—4 млн. лет. Учитывая неравномерность этого процесса, наличие местных тектонических поднятий, продолжительность нисходящего развития рельефа может быть увеличена до 6—8 млн. лет.

Во вторую — тафрогенную стадию происходило общее растяжение земной коры с погружением узких зон вдоль глубинных разломов. Этот процесс способствовал еще большему выравниванию уже ранее пенепленизированной поверхности, т. е. опускания в значительной мере ком-

пенсировались континентальным осадконакоплением. Есть все основания полагать, что и эта фаза геологически также была кратковременной. При дальнейшем погружении пенеплена он покрывался водами морей и переходил в морские аккумулятивные равнины. Таким образом, этап пенепленизации, в отличие от предшествующего орогенного и последующего платформенного режимов, характеризовался особым взаимодействием эндогенных и экзогенных процессов и был геологически кратковременным, на что указывал А. В. Наумов в 1980 г.

Неясным остается вопрос, до какой степени доходило выравнивание рельефа. По мнению, высказанному в 1981 г. Н. С. Благоволиным и Г. Н. Пшениным, при этом происходила непанрегиональная планация, а лишь постепенное замедление процесса педипланации («выравнивание сбоку» от периферии в глубь горного массива). Учитывая, что фактор пенепленизации («выравнивание сверху») действовал слабо, можно говорить о невозможности полного выравнивания. Препятствуют этому также краевые разломы (взбросы, надвиги), которые затрудняют продвижение процессов денудации в глубь массива. Запаздывание процессов денудации вследствие проявления тектонических движений четко осуществляется в стабильных областях. Мобильные же области характеризуются тектоногенным, сильно расчлененным рельефом, в условиях которого все виды планации соответственно действуют на меньших площадях, но проявляются более эффективно. Происходит общее снижение рельефа, далекого от идеальной выровненной поверхности, с наличием реликтовых элементов с формами, обусловленными не только селективностью процессов денудации, но и некоторой слабой, дифференцированно проявляющейся и в спокойный период тектонической подвижностью. Общее выравнивание и снижение рельефа оказывается достаточным для создания при последующем вовлечении в поднятия образования так называемых вершинных поверхностей (см. гл. III). Очевидно, собственно поверхности выравнивания могут сохраняться только в пределах нагорий и более низких ярусов рельефа. Такие построенные или реальные, местами сохранившиеся поверхности вполне могут быть объектом геоморфологического и неотектонического анализа для восстановления истории развития рельефа и тектонических движений областей эпиплатформенного орогенеза.

Таким образом, при тектонической «паузе» в несколько десятков миллионов лет мог не только образоваться пенеплен, но и сформироваться молодая платформа, не обязательно испытывающая квазиплатформенный режим. Эта платформа будет характеризоваться не только свойственным платформам геоморфологическим обликом, но и геологическим и геофизическим строением. Поэтому последующий орогенез, приводящий к образованию горного рельефа, изменению структуры и геофизического строения, вряд ли правильно будет называть возвратным орогенезом. Это будет эпиплатформенный орогенез, развивающийся на молодой платформе, охватывающий горообразованием территорию не обязательно в пределах того же геосинклинального или складчатого пояса, а чаще в совершенно иных границах и будет как бы наложенным, для которого термин «рекуррентный орогенез» уже неточен.

К. А. Ланге и Г. Н. Пшенин в 1979 г. стали выделять области с «перманентно-мобильным режимом», который обеспечивает длительное развитие орогенных морфоструктур, отказавшись от понятия рекуррентный орогенез. При спаде тектонической активности, сопровождающейся вспышками слабой активизации, проявляется «регрессивное» развитие орогенных морфоструктур. Орогенный тип развития сменяется режимом

молодых платформ, или квазиплатформ. При общем резком усилении тектонической активности в пределах древних мобильных поясов или при возникновении новых проявляется «прогрессивный» тип развития. Он сопровождается мобилизацией систем с «перманентно-мобильным развитием», проявлением деструкции континентальной коры, регенерацией отмерших или отмирающих орогенных систем «регрессивного» типа. Происходит расширение орогенных систем.

Выделение «перманентно-мобильного режима» орогенных областей очень напоминает рекуррентный орогенез и, как мы видели выше, эта замена не являются убедительной. По существу, любая эпиплатформенная область орогенеза (включая и область рифтогенеза) испытывает «прогрессивное» и «регрессивное» развитие, что свойственно всем подвижным областям, начиная с байкальского этапа. Историко-геологический и палеогеографический анализы (по элементам рельефа и коррелятным отложениям) позволят в каждом отдельном случае уточнить ход развития внегеосинклинального орогенеза, которому присваивается название эпиплатформенного. Вот почему излишними выглядят вновь предлагаемые типы орогенеза. И предложение В. Е. Хаина о целесообразности объединения рекуррентного и эпиплатформенного орогенеза под названием дейтероорогенеза нам кажется ошибочным. По признаку расположения эпиплатформенных орогенных поясов В. Е. Хаин выделяет три типа: перигеосинклинальные, периокеанические и внутриконтинентальные (интракратонные). Критическое рассмотрение этого предложения нами было дано ранее [53]. Отмечалась спорность разделения на предлагаемые типы и показа их контуров на континентах.

Подвижные пояса — особые структурные элементы земной коры. В. А. Обручев и Э. Арган в своих работах показали, что явления внегеосинклинального горообразования широко распространены. Э. Арган связывал их с процессами в глубинных зонах земной коры, считая горные системы складками большого радиуса кривизны, возникшими в жестких консолидированных комплексах пород под влиянием мощного горизонтального стресса. Структуру широко распространенных гор внегеосинклинального орогенеза В. А. Обручев считал складчато-глыбовой. Это позволило Г. Ф. Мирчинку в 1940 г. предложить выделять третий тип континентальных тектонических структур — глыбовые зоны, отличные от ранее выделявшихся геосинклинальных и платформенных. Особенностью их он считал стремление к вертикальным дифференцированным движениям масс с разрывом сплошности пород по трещинам, с излиянием по ним мощных лав, преимущественно базальтов, и образование интрузий из нефелиновых сиенитов, щелочных гранитов. Не менее характерны для глыбовых зон мощные более или менее дислоцированные, нередко грубообломочные осадки.

С конца палеозоя до кайнозоя распространение таких зон возрастает на всех материках и к неотектоническому этапу они начинают играть важную роль в строении земной коры.

Образование особого структурного элемента земной коры связано с изменением ранее существовавшего эндогенного режима, приводящего к резкой активизации тектонических процессов и образованию «активизированных платформ». А так как подобное горообразование интенсивно проявлялось в последний отрезок геологической истории (олигоцен—плейстоцен), эти области получили название «зон новейшей активизации» тектонических движений (по В. В. Белоусову). Для них характерно возрастание интенсивности проявления, размаха и контрастности тектонических движений. Идеи Г. Ф. Мирчинка нашли отклик

у К. В. Боголепова, Е. А. Карпова, Ю. А. Кузнецова, В. А. Николаева, Н. И. Николаева и др., также отрицающих связь эпох горообразования и сводово-глыбовых поднятий (девонского в каледонидах и байкалидах, позднепалеозойского в герцинидах, позднемезозойского в мезозоидах, позднекайнозойского в альпидах) с завершением развития соответствующих геосинклинальных областей.

Позже Ч. Б. Борукаев, К. В. Боголепов и др. приходят к выводу о возможности выделения нового типа развития земной коры — области орогенеза, представляющей самостоятельную тектоническую структурную зону. Активизация блоковых движений приводит к новым пространственным соотношениям между геологическими телами, созданными в предшествующие геосинклинальную и платформенную стадии развития. Горообразование сопровождается формированием новых систем осадочных и магматических геологических тел и резким выражением их в рельефе земной поверхности. В орогенических областях параллельно происходит и глубинная перестройка литосферы, которую в ряде случаев можно оценить по геофизическим данным. Она сопровождается изменением мощности и геофизического строения земной коры, изостатического состояния, усилением теплового потока и перемещением фронта магмообразования. При этом магматизм не всегда выражен в верхних этажах осадочно-метаморфической оболочки, доступной для изучения геологическими методами. А. Е. Святловский и К. В. Боголепов предполагают, что существует «критическая» высота рельефа, при достижении которой активность приповерхностных проявлений магматизма ослабевает. Но, очевидно, здесь сказывалась также и изменяющаяся во времени форма геоида.

А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский, А. А. Богданов, М. В. Муратов Ю. М. Шейманн, В. Е. Хаин и др. горообразование рассматривают, как конечную стадию длительного геосинклинального развития. Для орогенного, заключительного этапа развития геосинклиналей считается характерным проявление складчатости, горообразования и наземного вулканизма. Отражая качественную характеристику орогенного этапа развития земной коры, в него включают такие главные признаки, как существование горного расчлененного рельефа, формирующегося на фоне дифференцированных сводово-глыбовых поднятий и континентальную либо прибрежно-морскую обстановку седиментации и грубообломочный молассовый тип отложений, включающий пролювиальные шлейфы, конусы выноса, различные аллювиальные, дельтовые и другие генетические типы; все они заполняют межгорные впадины и краевые прогибы, мульды и грабены, образованные в складчатом фундаменте. Характерно проявление наземного вулканизма разного состава, а также внедрение гранитоидных интрузий; складчато-блоковый (германотипный) стиль тектонических деформаций.

Большинство исследователей склоняется к точке зрения, что эпигеосинклинальное и внегеосинклинальное горообразование, а также движения платформ отражают какие-то общие планетарные процессы, вызывающие в новейший этап активизацию тектонических движений, охватывающих и геосинклинальные и внегеосинклинальные территории, и причинно не связанные с процессом развития геосинклинальных поясов, находящихся в разных стадиях развития. С этих позиций на альпийское горообразование накладываются независимо происходящие неотектонические процессы. Оба процесса протекают синхронно. В этом заключается своеобразие проявления неотектонических движений. Однако

в различных частях геосинклинальных поясов значение этих процессов оказывается разным.

Пожалуй, впервые в 1927 г. эту особенность подметил Е. Краус, который дал схему стадийного развития геосинклиналей, выделив предорогенную стадию с общим прогибанием и раннеорогенную, когда происходила тектоническая дифференциация геосинклинали, а также главную орогенную стадию с проявлением складчатых деформаций, горообразованием и послеорогенную, когда проявились новые глыбовые деформации сформировавшейся складчатой системы и возникли сводовые поднятия. Орогенез Е. Краусом понимался как изменение структуры земной коры, что соответствовало представлениям 20-х годов. Им выделялась стадия одновременных складчатых деформаций, горообразования и, как следствие, формирования моласс и независимая стадия — послеорогенная, которую можно было бы назвать неотектонической. Автор не согласен с выводом Ю. Г. Леонова и В. В. Белоусова и их сторонников, отрицающих в геосинклиналях (в частности, в Альпийской) заключительную — орогенную стадию развития. Все горные пояса, по-видимому, имеют единую природу, обусловленную процессом возбуждения мантии, вызвавшим активизацию тектонических движений в масштабе планеты и проявлявшимся в областях как с предшествующим геосинклинальным, так и платформенным развитием в пределах и континентов, и океанического дна. При этом ранее образованные структуры, которые вовлекались в горообразование, по-разному проявляли себя при активизации, и многие новейшие структуры носят черты унаследованности от более древних.

Геодинамические процессы в геосинклиналях В. Е. Хаин, Ж. Гогель, Е. Е. Милановский и др. рассматривают как источник — возбудитель внегеосинклинального горообразования, проявлявшегося там, где перед этим геосинклинального развития не было. Подобного рода представления подтверждаются тем, что, например, альпийский геосинклинальный пояс Евразии, особенно в своей восточной части, оказался значительно шире породившего его геосинклинального пояса. Такие же соотношения наблюдаются в пределах горных областей Северной и Южной Америки, где горообразование захватывает прилегающую платформу разного возраста. Эпигеосинклинальный орогенез всегда проявлялся в рамках, выходящих за границы геосинклинальной области, охватывая и прилегающую к геосинклинали «раму», как бы в «предполье» геосинклинали, форланда. Практически это не только эпигеосинклинальный орогенез, но в значительной мере и эпиплатформенный. Данное обстоятельство, очевидно, подтверждает глобальный механизм в проявлении процессов орогенеза.

В последнее время часто говорят, что внегеосинклинальное горообразование — следствие «резонансного» воздействия глубинных геосинклинальных процессов, т. е. оно является резонансно-тектоническим, образованным под влиянием большой активности тектонических процессов в смежных геосинклиналях. В отдельных случаях такой «резонансный» механизм, возможно, имеет место в участках, непосредственно обрамляющих подвижные зоны. Однако объяснять только одним этим механизмом все явления внегеосинклинальной активизации недостаточно. Считать же этот процесс «резонансным», или «индуцированным» внегеосинклинальным горообразованием, связывая его с «орогенной волной», как бы закономерно распространяющейся от геосинклинали в глубь континента, вряд ли возможно, на что указывал В. Е. Хаин в 1980 г. Если и говорить о «резонансно-тектонических» структурах, вы-

деленных в 1969 г. Ю. М. Пущаровским, то они свидетельствуют не о передаче тектонических напряжений и импульсов, вызывающих структурообразование в латеральном от геосинклинали направлении на значительные расстояния (т. е. не являются резонансными, или индуцированными геосинклиналями), а отражают общие глобальные ритмы движений. Очевидно, «резонансно-тектонические» структуры имеют различный генезис, разное время заложения и разный характер формирования. Мы считаем, что введение терминов «резонансно-тектонические» структуры и «резонансный орогенез» излишне. Несостоятельность таких представлений была показана нами на анализе новейшей тектоники Азии [53].

Проблема горообразовательных процессов и их самостоятельности рассматривалась неоднократно. Вряд ли можно согласиться с выводами А. А. Богданова, М. В. Муратова и В. Е. Хаина, считавшими, например, что зоны новейшей активизации тектонических движений следует рассматривать не как структурные элементы земной коры ранга геосинклиналей и платформ, а как определенные состояния, присущие этим структурным элементам на разных этапах их развития. Предлагалось выделять их в качестве особых зон в пределах геосинклинальных и платформенных структурных элементов земной коры, на основе которых эти состояния возникали. Если орогенез является определенным «состоянием» земной коры, то в такой же мере «состоянием» являются геосинклинальный и платформенный режимы, на что правильно указывал К. В. Боголепов. Значительно ранее С. С. Шульц и Н. И. Николаев выступали с тезисом, что орогенез следует рассматривать как самостоятельный тектонический процесс, обусловливающий формирование особой геоструктурной области. Развитие этого процесса с мезозоя (конца палеозоя) привело к уменьшению пространств, занятых геосинклиналями, и расширению областей, охваченных орогенезом. Особенно он проявился в неотектонический этап, когда в пределах континентов площади геосинклиналей сократились до минимума или совсем исчезли за счет разраставшихся площадей орогенных геоструктурных областей и древних и молодых платформ, значительно изменивших свою конфигурацию в новейший этап развития.

Наиболее глубоко вопрос о новой форме развития земной коры обсуждался на примерах Средней Азии и Восточной Азии. Б. А. Петрушевский вслед за А. Д. Архангельским в Тянь-Шане и в других подобных районах Азии видел своеобразные, очень недавно возникшие геосинклинальные области, развивающиеся за счет переработки платформенных сооружений. Такие представления нередко высказываются и в наше время. В более поздних работах, возражая своим оппонентам, доказывавшим ошибочность таких представлений, Б. А. Петрушевский отмечал, что В. В. Белоусов, В. Е. Хаин, Н. И. Николаев допускают возможность частичного преобразования платформ в геосинклинали. Нетрудно видеть, писал Б. А. Петрушевский, что поступая подобным образом, все эти ученые допускают противоречие с собственными общими положениями. В сооружении, более всего похожем именно на геосинклинальное образование, они стремятся увидеть какой-то новый тип структур земной коры только на том основании, что оно некоторыми чертами отличается от заведомых геосинклиналей. Несмотря на ряд отличий Тянь-Шаня и подобных ему зон от «настоящих» геосинклиналей, эти зоны, указывал Б. А. Петрушевский, несравненно логичнее относить все же именно к геосинклиналям, а не к структурам нового типа, никогда еще не наблюдавшимся в истории Земли. Эти взгля-

ды тогда же разделил К. Я. Спрингис, отметивший, что все области интенсивного развития неотектогенеза характеризуются геосинклинальной природой и геосинклинальным типом неотектонических движений.

Азиатский горный пояс Б. А. Петрушевский считает зарождающейся геосинклинальной областью. Однако обычно тип тектонических движений восстанавливается нами по геологической структуре, ее морфологии. Азиатский горный пояс действительно имеет новые черты. Современный рельеф в виде высоко приподнятых горных массивов, а вместе с тем и новейшие тектонические структуры образовались недавно, с олигоцена, неогена. Первоначально выравненный рельеф оказался осложненным вертикальными и сводовыми движениями, которые привели к образованию резко приподнятых глыб, оживлению старых разломов, образованию новых, проявлению складчатых деформаций во впадинах и сводовых поднятий. Здесь произошла принципиальная переработка ранее существовавших структур, давно закончивших геосинклинальное развитие.

Конечно, вопрос заключается не в том, как называть Азиатский горный пояс. Основным является решение проблемы — переживает ли данная территория один из циклов развития земной коры, принципиально сходный с неоднократно имевшим место ранее, или же перед нами проявление нового процесса, ведущего к образованию нового структурного элемента земной коры, на что обратили внимание Г. Ф. Мирчинк и другие исследователи. Например, Чэнь Года в 1960 г. объясняя особенности мезозойско-кайнозойской геологической истории Китая, наряду с платформами и геосинклиналями, также выделял третий основной элемент земной коры, названный им «дива»-структурами. Образуются они в пределах платформ, а также в областях завершенной складчатости, но не являются платформенными. Структурный план областей, охваченных тектогенезом «дива», можно охарактеризовать как мозаичный. Признание самостоятельного значения рассматриваемого типа структур наравне с геосинклинально-складчатыми областями и древними платформами позволяет, как указывают В. Л. Масайтис и Ю. Г. Старицкий, устранить многие противоречия в оценке структурного развития огромных территорий Восточной Азии в мезозое—кайнозое, правильно подойти к решению вопроса о происхождении и роли различных проявлений магматизма, в частности, гранитоидного. Развитие сводово-глыбовых структур в Байкальской складчатой зоне, отличающихся от платформенных и геосинклинальных, отмечала в 1967 г. и М. С. Нагибина.

Для других районов мезозоид Восточной Азии области с особым тектоническим режимом, несущим признаки как геосинклинали, так и платформы, под названием эпигонального режима выделяли Ю. В. Комаров и П. М. Хренов. Надо сказать, что для подобного типа структур и их развития были предложены и другие термины: «террасинклиналь» (Ю. А. Косыгин, Н. В. Лучицкий), области «киматогенеза» (Л. Кинг), «тергальные» области (С. А. Захаров), области «дейтероорогенеза» (К. В. Боголепов) и др. Таким образом, разные авторы приходят часто независимо друг от друга к выводу о необходимости выделять новый тип развития, отличный от геосинклинального и платформенного. Как мы теперь знаем, Азиатский горный пояс является гетерогенным, обнимающим участки с разными эндогенными режимами, в конечном итоге приводящим к процессам горообразования [53].

Совершенно иначе к этим вопросам подошел И. В. Корешков в 1975 г., считавший горообразование лишь формой тектогенеза, а не самостоятельным процессом. Горообразование, по его мнению, может

происходить и в пределах геосинклиналей, и на платформах, но различно. В геосинклиналях в конечном итоге горообразование ведет к орогенезу, на платформах — к сводообразованию. Горообразованием порождаются горы разного происхождения, орогенезом создаются орогены, сводообразованием — сводовые поднятия, утверждает И. В. Корешков. Однако вряд ли целесообразно такое деление.

Как показали В. В. Белоусов, П. Н. Кропоткин, Ю. А. Косыгин, В. Е. Хаин, Г. И. Рейснер и др., различные формы тектогенеза отвечают различным самостоятельным процессам, происходящим в недрах и отвечающим разным условиям их проявления (история геологического развития, геофизическая обстановка, поля напряжения и проч.) и разной направленности процессов. Кроме того, при проявлении горообразования в пределах геосинклиналей, которое ведет к образованию орогенов, в этот процесс всегда вовлекается и прилагающая рама геосинклинали. Таким образом, одновременно проявляются и «орогенез», и «сводообразование», разграничить которые практически невозможно. Кроме того, И. В. Корешков сводообразование отождествляет с рифтообразованием, хотя общие условия проявления этих процессов совершенно различны.

Таким образом, все области горообразования, образующие протяженные пояса, могут быть объединены в самостоятельный структурный элемент земной коры того же ранга, что геосинклинальные и платформенные области. В областях орогенеза активизация блоковых движений приводит к новым пространственным соотношениям между геологическими телами, созданными в предшествующие геосинклинальную и платформенную стадии развития. Горообразование сопровождается формированием новых систем геологических тел, состоящих как из осадочных, так и магматических пород.

Главнейшие закономерности экзоморфодинамики подвижных областей новейшего этапа и возраст рельефа горных стран. В настоящее время нет единой точки зрения относительно возраста тектонических структур и связанного с ним рельефа горных стран. Расхождения в этом вопросе чрезвычайно велики. Отчасти это объясняется разным подходом исследователей к проблеме возраста рельефа. Прежде всего рельеф горных стран гетерохронен. Можно говорить о возрасте рельефа Земли в планетарном масштабе, определяя возраст глобальных горных поясов, которые разнородны в геоморфологическом отношении; можно определять возраст отдельных элементов и форм рельефа, связанных с разными горными странами и горными системами. При этом очень часто выбор датируемых элементов рельефа определяется целями и задачами исследований и всегда проводится некоторая генерализация анализируемых объектов по всем основным геоморфологическим параметрам — морфологии, генезису и возрасту.

Геоморфологический облик горных поясов и стран определяется сочетанием и наложением различных эндогенных режимов и климатической поясности. Известно, что тектонические структурные формы формируются длительно и очень часто унаследованно. При этом чем крупнее структура (ее площадь, глубина заложения), тем длительнее ее формирование. В пределах горных поясов, протягивающихся на десятки тысяч километров, время заложения и длительность развития часто определяется миллиардами лет; горные страны, системы — сотни и тысячи миллионов лет, а горные хребты зарождаются и растут в пределах первых миллионов и десятков миллионов лет. За эти отрезки времени неоднократно изменялись геодинамика, климатические условия

и климатическая поясность. Все это отразилось на процессах экзодинамики и геоморфогенеза, что существенно для восстановления неотектоники горных стран. Процессы геодинамики, в частности, ритмично проявляющиеся тектонические движения разных рангов, влияли на возникновение контрастного или неконтрастного горного рельефа. Ослабление движений выражалось в возрастании роли денудации и уничтожении контрастности рельефа, возникновении поверхностей выравнивания и превращении горного рельефа в пенеплен.

Во многих случаях древние горы, связанные, например, с палеозойским, мезозойским горообразованием, оказались почти нацело срезанными процессами денудации. Возникала выровненная поверхность. В Тянь-Шане, например, С. С. Шульц, позже Н. П. Костенко и др., выделяют единую «предорогенную» (предшествующую горообразованию) поверхность выравнивания, которая была приподнята, деформирована и разрушена процессами денудации. В настоящее время эта поверхность образует днища новейших межгорных и предгорных равнин (подошва молассового орогенического комплекса), а также фиксирует глыбово-сводовое поднятие, отражая суммарный эффект деформаций за новейший тектонический этап. Время формирования предорогенной поверхности падает на относительно длительный промежуток времени — паузы с эндогенным режимом, близким к платформенному.

Кроме этой поверхности выделяются поверхности выравнивания, формирующиеся в процессе поднятия гор, получивших название «орогенных». Они представлены реликтами в виде выположенных участков склонов хребтов, расположенных на разных высотах, и уплощенными предгорными поверхностями (см. рис. 37). Эти поверхности имеют региональное распространение и всегда встречаются в рельефе горных сооружений разных горных поясов. Они более полого деформированы, чем предорогенная поверхность, срезают ее, моделируют или совмещаются с ней на пологих склонах или периклиналях поднятий. Исходя из определения возраста указанных поверхностей выравнивания, что само по себе представляет сложную задачу, З. А. Сваричевская в 1975 г. сделала обобщенный вывод, что возраст современных гор на Земле всюду одинаков и они образовались после выработки последней мегацикловой поверхности досреднеолигоценового возраста. Данный вывод нельзя рассматривать буквально. Каждая горная страна с разным генетическим типом гор переживала отличную историю. Следует учитывать, что некоторые глобальные горные пояса заложились в далеком геологическом прошлом и в их облике могли сохраниться реликтовые элементы горного рельефа допалеогенового возраста (мезозойские, палеозойские и др.).

В первом приближении не оставляет сомнений вывод, первоначально сделанный В. А. Обручевым, С. С. Шульцем и Н. И. Николаевым, что новейшее горообразование в разных районах началось в близком диапазоне времени и развивалось до известной степени синхронно, благодаря чему отдельные этапы усиления и ослабления тектонической активности, выраженные в «орогенных» поверхностях выравнивания, прослеживаются чрезвычайно широко и примерно на постоянных возрастных уровнях, на что давно было обращено внимание Б. Л. Личковым и др. Такая закономерность позволила использовать датированные поверхности выравнивания для разработки В. И. Поповым, Н. И. Николаевым и др. ритмостратиграфии новейших отложений. Позже Ю. Г. Леоновым, Н. И. Николаевым и др. было подчеркнуто планетарное значение начала этапа новейшего усиления тектонических движений, что привело

к созданию современного горного рельефа и выработке его геоморфологического облика. Если же понимать под возрастом абсолютную длительность развития форм горного рельефа начиная со времени его заложения и вплоть до приобретения современного облика, то во многих горных странах она окажется очень большой. Очевидно, для понимания генезиса и истории горного рельефа важно знать и момент его заложения, и этапы всех последующих преобразований, когда горный рельеф мог выравниваться и возобновляться вновь, и возраст становления современного облика горного рельефа, в котором сохранились элементы его предыстории, которая часто фиксируется прерывистой аккумуляцией отложений в смежных впадинах и реликтовыми формами рельефа.

Важно отметить, что развитие горообразовательных процессов в различных горных поясах характеризуется близким ритмом проявляющихся тектонических движений, отражающихся в строении параллельно формирующихся молассовых толщ в прогибах и впадинах. Имеющиеся данные по геологической истории развития различных горных стран разных континентов подтверждают вывод о стадийности проявления тектонических движений [52, 53].

В пределах горных областей, развитых на позднекайнозойском складчатом основании, охватывающих геосинклинальный пояс Тетиса, в орогенном этапе Е. Е. Милановский выделяет две стадии: 1) раннеорогенную (олигоцен—миоцен), когда погружения еще существенно преобладали над поднятиями и воздымание горных сооружений протекало относительно медленно, и 2) позднеорогенную (конец миоцена—плиоцен—плейстоцен), когда тектонические движения резко активизировались и значительно возрастала роль поднятий. При этом были выделены подобласти длительного орогенного развития с активизацией движений с позднеолигоценового времени и продолжением их в последующее время и подобласть неполного развития. К ним были отнесены зоны ранней стадии (поздний олигоцен—миоцен) и зоны неполного развития поздней стадии (плиоцен—плейстоцен).

Для континентальной Азии был подтвержден и уточнен вывод В. А. Обручева, что современные высочайшие горные сооружения Центральной Азии возникли на месте мезозойско-палеогенового пенеплена и процессу неотектонической активизации предшествовала широкорегиональная тектоническая стабильность (палеоцен), распространившаяся и на платформах. Этому этапу в Альпийской зоне отвечают замыкание геосинклинали и переход от геосинклинального к орогенному эндогенному режиму. Стабильность сменилась активизацией тектонических движений, широко проявившейся на тектонически весьма гетерогенном и в разной степени мобильном основании, протекавшей в несколько фаз или стадий. Принципиально сходная картина устанавливается для горных поясов и других материков. Так, в пределах орогенного сооружения Анд, имеющих гетерогенное основание, также выделяются ранние и поздние орогенные этапы. Первый из них охватывает эоцен—миоцен и отличается умеренными скоростями поднятий и прогибаний, интенсивным проявлением вулканизма. Позднеорогенный этап характеризуется мощным воздыманием, вовлекшим в поднятия межгорные и предгорные впадины и мощным развитием наземного вулканизма. Близкая этапность и стадийность проявления тектонических движений выявлена и для новейшего орогена Кордильер и других горных стран Северной Америки [52].

Таким образом, горообразование, придавшее современный облик горному рельефу, на обширных территориях глобальных горных поясов началось не всюду одинаково интенсивно и укладывалось в относительно небольшой интервал времени (порядка 5—10 млн. лет). В процессе активизации в горообразование втягивались новые территории. Отчетливым рубежом усиления тектонических движений, проявившихся синхронно на огромных территориях во всех горных поясах земного шара, является конец плиоцена—начало плейстоцена. Этот рубеж — одна из главных фаз новейшего горообразования продолжительностью также не более 5 млн. лет. Во многих районах интенсивные движения происходили и в голоцене. Итак, имеющиеся геологические и геоморфологические данные подтверждают вывод, что на обширных тектонически разнородных территориях можно проследить принципиально сходную картину стадийного развития позднекайнозойских тектонических движений. А именно, можно говорить о нескольких фазах усиления активности тектонических движений, каждая из которых более или менее синхронно проявлялась в областях с различной геологической предысторией. В указанные фазы увеличивалась скорость общих и дифференцированных сводовых и сводово-блоковых движений, активно происходило рельефообразование. Эти фазы разделялись стадиями относительного снижения активности движений, иногда опусканиями, с формированием широкорегиональных или локальных поверхностей выравнивания.

В ряде районов наблюдаются отклонения от приведенной схемы. Они сводятся к некоторому запаздыванию или опережению в проявлении тех или иных фаз, или выпадению некоторых из них, а также осложнению их колебаниями более высокого порядка. В одних случаях подобные отклонения кажущиеся и объясняются, в частности, недостаточно детальным стратиграфическим расчленением разрезов коррелятных отложений, в других — отражают действительные особенности развития, существенно не нарушая намеченной картины стадийности развития в целом. Несмотря на некоторую метахронность в процессах горообразования разных горных систем, по-видимому, обусловленную местными особенностями геологического развития или принадлежностью к разным сегментам земной коры, время формирования горного рельефа в его современном облике в разных тектонических зонах оказывается достаточно близким и геологически очень молодым. Есть все основания утверждать, что основные ритмы движений охватывали как области материкового горообразования, так и прилегающие платформы и дно акваторий, отражая общие планетарные процессы активизации тектонических движений и определявшие экзоморфодинамику. На крупную ритмичность накладывались колебательно-волновые движения более высоких порядков. Наложение разных типов и категорий движений (см. гл. V), дифференцированно проявляющихся по отдельным крупным структурным элементам, определило чрезвычайно большую сложность тектонических движений и их выражение в новейших структурных формах и в рельефе горных поясов и стран.

В любой горной стране можно выявить геоморфологическую зональность, являющуюся результатом взаимодействия геодинамики и экзотектодинамики. Обнаруживается зональность, выявляющаяся не только по простиранию хребтов, часто называемая ярусностью рельефа, но и поперечная, выражающаяся в смене более приподнятых и относительно опущенных участков горных стран. В разных генетических типах гор она очень индивидуальна и требует специального рассмотрения. Впервые геоморфологическая зональность была намечена В. Пенком в

1924 г., выявившим повторение комплексов форм рельефа, высотные соотношения отдельных геоморфологических зон, разделение их по возрасту и по коррелятным отложениям. Впоследствии ярусы рельефа, фиксировавшие основные стадии его развития, были обнаружены в каждой горной стране. Морфологически они выражены по-разному, чаще всего в виде поверхностей выравнивания, разной степени сохранности. Их картирование и изучение погребенного рельефа геофизическими методами во впадинах позволило восстановить характер последующих деформаций. Обобщенную характеристику геоморфологической зональности для эпигеосинклинального, эпиплатформенного и других типов гор давали Н. П. Костенко, Н. В. Думитрашко, Е. Е. Милановский, Б. А. Федорович, И. А. Резанов, Н. А. Флоренсов, В. Е. Хаин и др. Геоморфологический облик этих горных стран определяется соотношением локальных и региональных тектонических движений, процессов денудации и аккумуляции в условиях различных структурно-тектонических форм, отличающихся своеобразными чертами эндогенного режима, проявлениями вулканизма и сейсмичности.

Возникновение ярусности рельефа А. В. Поздняков пытался сформулировать в виде «закона равновесия рельефообразующих сил». Смысл его заключается в том, что всякое проявление внутренних сил Земли неизбежно вызывает проявление внешних. Совместное действие их всегда направлено на образование такой поверхности, при которой наступает их взаимная компенсация. Активность этих сил часто меняется во времени и в пространстве и поэтому каждый раз формирование поверхности равновесия как бы начинается сначала. Так, возникает ярусность рельефа. Но в развитии рельефа существенное значение имеет явление «запаздывания», «отставания», обусловливающее сохранность значительных участков поверхностей равновесия, вовлекающихся в поднятие. Например, когда приподнятым оказывается блок со слабо расчлененным рельефом, такой рельеф может сохраняться длительное время. И, наоборот, когда поднятие прекращается — сохраняется горный рельеф, который еще не успевает выравниться процессами денудации. Именно таким путем формируются нагорья с остатками реликтовых форм рельефа, лежавшими на высоко поднятом общем массивном цоколе, в пределах которого проявляются менее интенсивные локальные движения. По краям нагорья, наоборот, наблюдается расчлененный рельеф с глубокими ущельями, где реликтовые формы рельефа почти совершенно не сохраняются. Явлением запаздывания процессов денудации при общем (региональном) поднятии и объясняется сохранение реликтового рельефа в пределах нагорий Тибета, Восточного Памира и других горных стран.

Выделение геоморфологических зон проводится по разным признакам: степени активности и дифференцированности новейших движений, получающих отражение в рельефе; соотношению региональных и локальных тектонических движений и по длительности времени их проявления; генетическим типам образующихся форм рельефа под влиянием разнообразных денудационных процессов, образующих различные ландшафты; соотношению форм рельефа, тектонических структур, глубинных геофизических границ и геофизических полей и т. д. Выявлено, что крупные геологические структуры довольно сильно различаются по скоростным и плотностным параметрам не только земной коры, но и верхней мантии, что указывает на глубинное заложение приповерхностных геологических структур и связанных с ними форм рельефа, отра-

жающих существенное влияние происходящих в верхней мантии физико-химических процессов (см. гл. II).

Один и тот же горный пояс может состоять из горных систем разных генетических типов (например, эпигеосинклинальных, эпиплатформенных и рифтогенных — в пределах Кордильер Северной Америки; или эпиплатформенных и рифтогенных — в пределах юга Центральной Сибири и т. д.), что также будет отражаться на геоморфологическом облике горных систем и процессах экзоморфодинамики. Наконец, в процессе горообразования с увеличением высоты гор происходит расширение, наращивание территории горных сооружений, за счет вовлечения в поднятие смежных участков. Например, у северных подножий Тянь-Шаня плиоценовые отложения слагают вторые прилавки (местное название приподнятых участков в Средней Азии) предгорья на высотах 1500 м, а четвертичные — образуют первые прилавки, поднятые на сотни метров. Такое же втягивание в поднятие выявлено и в сопредельных зонах прогибания. Этот процесс неминуемо приводит к разновозрастности горного рельефа, который оказывается более древним в центральных частях горных систем и более молодым на периферии. Это послужило поводом Н. П. Костенко выделить три стадии в развитии гор: «вступительную», «главную» и «заключительную», соответственно — позднепалеогеновую, неогеновую и верхнеплиоценовую — четвертичную. Однако определение по морфологическим признакам стадий горообразования иногда приводит к ошибкам, так как не всегда учитывается указанное выше явление «запаздывания». В различных горных странах выделяющиеся стадии могут иметь различную хронологию, и очень часто «заключительная» может быть спутана с «главной». Словом, при анализе экзотектодинамики горных стран и выделении ярусности рельефа необходимо учитывать множество факторов, и эта крайне сложная задача имеет не только теоретическое, но и важное практическое значение.

На границе платформы и горной системы обычно вдоль тектонического шва образуются передовые, или краевые прогибы, заполняющиеся отложениями. Они закладываются задолго до процессов горообразования и часто имеют унаследованный характер. Предгорные прогибы характеризуются асимметричным внутренним строением. Их внешняя часть сливается с прилегающей платформой, имеет малую мощность коррелятных горообразованию отложений с рельефом, мало отличающимся от платформенного. Осевые части предгорных прогибов характеризуются интенсивным погружением и большими мощностями выполняющих их отложений, равнинным, аккумулятивным рельефом с выраженными элементами локальных складок и разломов, косвенно отражающихся в рельефе. При наличии в разрезе отложений эвапоритовых пород возникают солянокупольные структуры. Локальные структуры подчеркнуты рисунком гидрографической сети и общими ландшафтными признаками. Как крупные, так и мелкие формы имеют облик прямого рельефа. Древние (доорогенные) поверхности выравнивания или коррелятные им отложения глубоко опущены. Зона внутренних частей передовых прогибов представляет собой холмистые предгорья — прилавки, сложенные молодыми плейстоценовыми и плиоценовыми отложениями, втянутыми в поднятия. Они значительно дислоцированы, образуют складчатые формы, осложнены разломами с прямым отражением в рельефе. При незначительной мощности отложений коррелятных горообразованию в подъем втягиваются выполняющие краевые прогибы более древние кайнозойские и позднемезозойские отложения, образуя своеобразные фор-

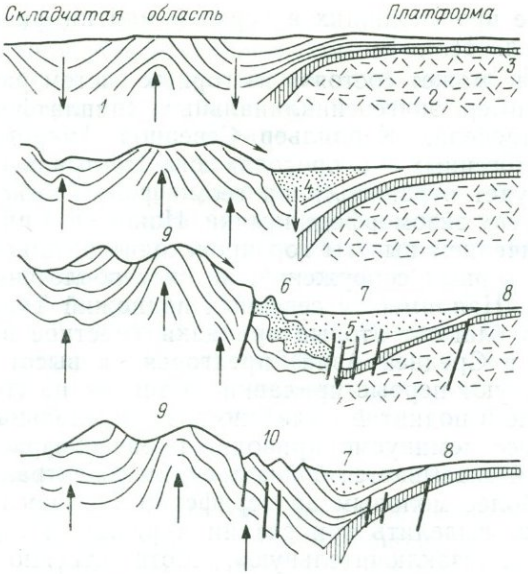


Рис. 122. Схема развития краевого и предгорного прогибов и связанных с ними форм рельефа:

1 — геосинклинальный комплекс складчатой области; *2* — основание платформы; *3* — чехол платформы; *4* — нижний молассовый комплекс в начальной стадии развития краевого прогиба; *5* — верхний молассовый комплекс второй стадии развития прогиба (континентальная моласса); *6* — холмистые предгорья внутренних частей предгорного прогиба с прямым отражением складок в рельефе; *7* — равнинный аккумулятивный рельеф центральных частей предгорного прогиба; *8* — внешняя часть предгорного прогиба с денудационным и денудационно-аккумулятивным рельефом; *9* — денудационный обращенный рельеф горной системы; *10* — внутренняя часть предгорного прогиба с куэстовым рельефом

мы куэстового рельефа, обрамляющего горную страну. В условиях эпиплатформенных гор формы рельефа предгорий могут быть более разнообразными и в целом имеют скульптурно-денудационный облик (рис. 122).

Периферическая, или внешняя зона эпигеосинклинальных горных сооружений развивается на участках прогибов, превращенных в синклинорий, или на складчато-глыбовых сооружениях эпиплатформенных гор. Иногда хребты представляют собой крупные мегаскладки. Они высоко приподняты над дном сопредельных впадин. Рельеф на большей площади структурно-денудационный, низкогорный или среднегорный, только местами, в наиболее приподнятых участках приобретает облик альпийского типа. Встречаются насаженные формы молодого вулканического рельефа. В результате ритмичности проявления тектонических движений вырабатываются низкие поверхности выравнивания с коррелятным им комплексом молассовых отложений во впадинах. Морфологически поверхности выравнивания неоднородны в отдельных частях разного генезиса: в депрессиях они аккумулятивные, на склонах сменяются денудационными поверхностями и гипсометрически выше — эрозионным рельефом. Во внутренних частях горного сооружения процессы эрозии отстают от интенсивности тектонического воздымания, наблюдаются довольно многочисленные остатки поверхностей выравнивания. В связи с возрастанием скорости роста хребтов к их осевым частям относительные превышения поверхностей выравнивания друг над другом и глубины вторичных врезов увеличиваются. Глубинная эрозия приобретает главенствующее значение и широкие поверхности выравнивания вверх по склонам переходят в относительно узкие речные террасы, образующие характерный рельеф речных долин, прорезающих части поднимающихся хребтов или блоков. Местами выявляется разделение поверхностей террас на два-три дополнительных уровня и в соответствии с этим сохраняются наиболее древние поверхности. Оформление речных долин в центральных частях гор происходит во времени раньше (миоцен, плиоцен), а на периферии гор — позже (плейстоцен).

При росте гор возникают внутренние остаточные впадины, развивающиеся на месте древних частных прогибов или образующие наложенные грабен-синклинали или типичные грабены. Обычно впадины испытывают относительные прогибания на фоне общего воздымания гор, которое подчеркивается искривлением поверхностей выравнивания. Поднятия при благоприятных климатических условиях приводят к образованию ледников скандинавского типа, переходящих в горно-долинные со всем типичным комплексом ледниково-денудационных и ледниково-аккумулятивных форм рельефа. Значительное развитие получают солифлюкционные и другие склоновые процессы и связанные с ними формы рельефа, усиливающиеся в сейсмически активных областях. Местами, особенно в предгорьях, развиваются карстовые формы рельефа и глиняный карст. Возраст рельефа этой зоны «позднеорогенный», омолаживающийся к внешним частям предгорий и по сравнению с возрастом рельефа следующей, более высокой геоморфологической зоны.

В центральных, или внутренних, частях горных сооружений энергично проявляющиеся тектонические движения находят прямое отражение в морфологии поверхности. Это участки, наиболее рано вступившие в процессы горообразования, местами несущие следы или остатки наиболее древних реликтовых форм рельефа. В условиях эпиплатформенных горных сооружений они представлены наиболее высоко приподнятой исходной поверхностью выравнивания, получившей, по В. Пенку, название первичной остаточной равнины; Н. П. Костенко ее называет «доорогенной» поверхностью. Геологический возраст этой поверхности часто датируется как позднемезозойско-раннекайнозойский, а в эпигеосинклинальных горных сооружениях — как олигоцен-миоценовый. Только на немногих участках гор сохраняются остатки древних поверхностей выравнивания со своеобразным реликтовым рельефом первичной остаточной равнины. Чаще всего она встречается во внутренней части горных сооружений и только местами в нижележащих геоморфологических зонах. В Центральном Тянь-Шане такие высоколежащие поверхности известны под тюркским названием «сырты». В низких горах эпиплатформенного типа (например, Уральские горы и др.) сохранившиеся высокие поверхности выравнивания Б. В. Борисевич и В. А. Варсанофьева датируют как меловые, юрские, другие считают их позднекайнозойскими. Однозначного решения этого вопроса пока нет.

Последовательность расположения указанных геоморфологических зон приравнивается стадиям развития рельефа, отражающим рост горных стран. При этом у хребтов древнего заложения на более поздних стадиях развития увеличивались и длина, и амплитуда поднятия. Однако их ширина из-за вовлечения в поднятия прилегающих впадин увеличивалась значительно меньше. Развивающееся оледенение также указывает на проявления тектонических движений, способствовавших изменению климата.

Анализ рельефа центральных частей горных систем нередко обнаруживает одинаковую высоту вершин, имеющих волнистый характер. Они поднимаются в зонах гребней и образуют понижения вдоль зон продольных долин. Такие же волны обнаруживаются и в продольном профиле горной системы, где понижения совпадают с поперечными долинами. Устанавливается поперечная зональность, проявляющаяся и на космоснимках.

Дальнейшие исследования К. К. Маркова, Б. Л. Личкова, Г. С. Ананьева, И. Г. Худякова и др. позволили рассматривать вершинные поверхности как структурные. Было выявлено относительно неболь-

шое влияние на их положение литологического состава пород субстрата и подтвердилось значение тектонических движений в их деформации. Интересно, что направление главных долин не зависит от складчатого строения субстрата. В этом еще А. Гейм видел унаследование поверхности возникающего свода растущего хребта от древнейших тектонических направлений, что подтверждается современной космической информацией [25].

Заложение основной гидрографической сети имело тектоническую предопределенность, связано с первичным тектоническим рельефом вершинной поверхности и с последующей деформацией. Современная же гидрографическая сеть более высоких порядков предопределяется литологией пород, слагающих субстрат, и его блоковым строением. Последующие тектонические движения приводили к сводово-глыбовым и блоковым перемещениям, находящим прямое отражение в морфологии поверхности. Следовательно, рельеф горных систем в значительной мере оказывается тектонического происхождения, что позволяет решать и обратную задачу по геоморфологии — с учетом данных геофизики выявлять неотеконику.

Подразделение горного рельефа на геоморфологические подзоны с выделением дробных стадий развития имеет значение для выявления неотектоники. Различные по размерам межгорные впадины выполнены продуктами разрушения растущих окружающих горных хребтов. Их бортовые части втягиваются в общее поднятие. Многие из них имеют древнее заложение. Например, большинство впадин Тянь-Шаня заложилось в мезозое и продолжало оставаться бассейнами осадконакопления и в палеогене и неогене. При проявлении процессов горообразования прежде всего вовлекаются в поднятия внешние — бортовые части межгорных впадин, образуя адыры, области наиболее яркого отражения в рельефе складчатых движений с прямым структурным рельефом. Процесс вовлечения в поднятия происходил по-разному, что позволяет О. К. Ланге, Н. П. Васильковскому, П. Г. Григоренко, М. И. Глушковой, Н. П. Костенко и др. выделить в их пределах геоморфологические подзоны передовых хребтов, предгорий, адырной и центральной. Интенсивное погружение впадин обычно маскирует рост локальных складок, которые или косвенно отражаются в рельефе и особенно в ландшафте, или представляют собой ярко выраженные зарождающиеся и растущие структурные формы. Во всех случаях их наличие приводит к перераспределению границ областей сноса и аккумуляции.

Разделение межгорных впадин на подгорную и предгорную зоны, используемое Н. П. Костенко, встретило критику со стороны С. А. Несмеянова, считающего, что нужна классификация, которая позволяет проследить историческую последовательность смены одного типа поднятий другим и учитывать специфику строения слагающих отложений.

Встречаются впадины с разновозрастным фундаментом, у которых вовлечение в поднятие начинается с одного борта и тем самым концентричность геоморфологических подзон нарушается. По-разному ведут себя впадины, имеющие разную мощность выполняющих моласс. По этому признаку выделяются неглубокие межгорные впадины (мощность моласс менее 3 км), в которых преобладает конседиментационное развитие локальных структур и деформациями затрагиваются не только отложения моласс, чехла, но и подстилающие породы фундамента. Глубокие впадины (мощность моласс более 3 км) отличаются наличием дисгармоничных локальных поднятий, сложенных молассами с прямым отражением их в рельефе. Приповерхностные локальные структуры от-

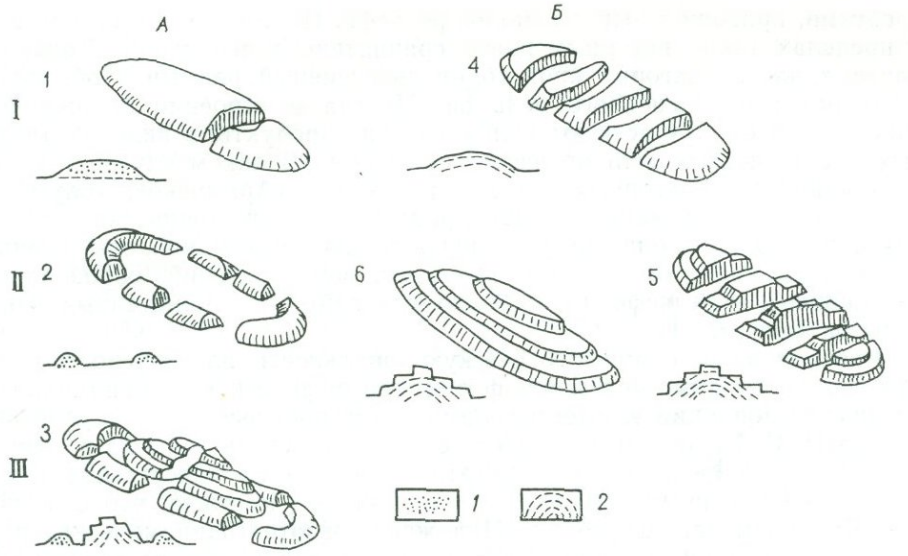


Рис. 123. Типы поднятий адырной стадии развития. По С. А. Несмеянову

А — западно-тяньшаньский ряд; *Б* — восточно-тяньшаньский ряд; подстадии: I — молодая; II — зрелая; III — поздняя; типы поднятий: 1 — дигмайский, 2 — чустпанский, 3 — акбельский, 4 — актекинский, 5 — актальский, 6 — бирбашский. *1* — толща конгломератов; *2* — рыхлые мезозой-кайнозойские отложения

личаются по своей морфологии и ориентировке от дислокаций фундамента и развиваются за счет процессов соляно-гипсово-глинистого диапиризма. Все поднятия были первоначально представлены увалистыми возвышенностями, сложенными молассами и образующими адыры. Впоследствии эрозия вскрывала их ядра из более древних пород, подстилающих молассы. У структур, развивающихся конседиментационно, эрозия препарирует свод кровли фундамента, который быстро разрастается по площади. Если кровля моласс рыхлая, темп воздымания медленный, а эрозия интенсивная, то поднятие недостаточно четко выражено в рельефе (рис. 123). Местами на сводах растущих локальных складок сохраняются останцы террас. В горных странах выделяются и очень крупные по размерам межгорные впадины, обрамляющиеся ветвями горных систем и развивающиеся на месте срединных массивов (Таримская и другие впадины).

В пределах горных поясов может быть выделена особая геоморфологическая зона, которая соответствует нагорьям. Последние формируются в тектонически менее дифференцированных подвижных участках современного горообразования и представляют собой высоко приподнятые на общем массивном цоколе обширные участки земной поверхности, характеризующиеся горным рельефом.

В развитии рельефа нагорий существенное значение имеет явление «запаздывания» эрозионной деятельности. Абсолютные высоты, на которых располагаются нагорья, от 900 до 2500 м на Армянском нагорье, в среднем 1200 м в пределах Иранского нагорья, до 3500—4000 м на Восточном Памире, до 5000 м на Тибете и т. д. Часто они представляют собой высокогорные пустыни. Благодаря интенсивному выветриванию некогда высокие горные цепи в их пределах были сильно разрушены и снижены. Продукты выветривания выносились лишь в ограниченном количестве. Главная их масса заполняла понижения между горными

хребтами, приводя к выравниванию рельефа. Поэтому амплитуды высот в пределах таких нагорных плато сравнительно небольшие. Только в краевых частях нагорий происходит интенсивный размыв с образованием резко расчлененного рельефа. Иногда в строении пониженных участков нагорий участвуют вулканические продукты в виде базальтовых лав и рыхлых вулканических продуктов. В таком случае говорят о вулканических нагорных плато или нагорьях (Армянское, Колумбийское и др.). Интенсивные разнонаправленные неотектонические движения в подвижных зонах ведут к накоплению напряжений, проявлению многочисленных, часто катастрофических землетрясений, образованию выраженных в рельефе палеосейсмодислокаций и сейсмогенных форм рельефа (см. гл. VI).

Рассматривая геоморфологическую зональность, или ярусность рельефа гор, необходимо учитывать физико-географические условия, определяющие комбинации экзотектодинамических процессов. Как хорошо показано И. С. Щукиным, комплекс деталей элементов рельефа в горных странах с континентальным климатом оказывается качественно (да и количественно) иным, чем в странах влажного климата, что сказывается на общем ландшафте гор. Наложение экзотектодинамических процессов, разно проявляющихся в горных странах с разным эндогенным режимом, может наметить более дробное геоморфологическое их разделение. Выявленные закономерности геоморфологической зональности горных стран имеют большое значение не только для понимания неотектоники, но и при поисках полезных ископаемых, связанных с эндогенной минерализацией, россыпями, поисками нефтегазовых месторождений, а также для решения гидрогеологических, инженерно-геологических задач и сейсмотектонического районирования.

Глубинное строение и геодинамика подвижных поясов и горных стран континентов. Задача данного раздела чрезвычайно трудная. Со времени обобщающих работ Э. Зюсса, чьи представления были основаны на контракционной теории, в геологии высказано немало различных гипотез о происхождении гор. Развитие точных методов исследования, которые дали геофизика, геодезия, тектонофизика, тектонодинамика и другие, позволили не только обосновать новые взгляды на процессы орогенеза, связанные с тектоникой плит, но и составить представление о геодинамике подвижных областей. По данной проблеме недавно опубликовано большое количество работ: А. Миясиро, К. Аки, Р. Ван Беммеленом, Л. Кингом, Д. Тёркотом, Дж. Шубертом, К. Оллиером, В. В. Белоусовым, Ю. А. Косыгиным, В. Е. Хаиным, Е. В. Артюшковым, О. Г. Сорохтиным и многими другими, что позволяет нам в своем изложении не касаться деталей проблемы.

Как известно, проблема орогенеза является одной из важнейших в современной геотектонике. Решение ее позволит не только выяснить силы, определяющие тектонические движения, уточнить их характер, узнать природу, энергетический источник, но и понять механизм горообразования. Одним из признаков такого механизма может служить характер напряженного состояния земной коры и верхней мантии в зоне горообразования, в частности, ориентировка и траектория главных нормальных напряжений. Попытки восстановления полей напряжения и механизма деформации земной коры и верхней мантии были предприняты для многих горных областей. Ранее мы указывали (см. гл. II, III, VI), что в пределах верхней мантии и в земной коре выявляются структурно-деформационые этажи, характеризующиеся различным планом деформаций с ведущей ролью то горизонтальных, то вертикальных уси-

лий. Вертикальные перемещения вызывают горизонтальное перераспределение материала, которое в более высоких горизонтах обуславливает вертикальные подвижки. На поверхности выявляется мозаичная, как бы блоковая картина распределения областей сжатия, растяжения и зон, характеризующихся сдвиговым полем напряжений, отражающихся и в рельефе горных стран. Такое распределение полей напряжений имеет четко выраженную структурную привязку и в значительной мере определяется физико-механическими свойствами пород земной коры, формирующимися на протяжении ее геологического развития. Например, в предлах современного поля напряжений Кавказа (см. рис. 35) устанавливается два механизма деформаций земной коры: первый — разуплотнение пород, сопровождающееся увеличением объема, проявлением тангенциального сжатия и воздыманием, что соответствует антиклинальным зонам, выраженным в рельефе в виде хребтов; второй — уплотнение, вызывающее блоковые вертикальные движения, которые преобладают в геоморфологически выраженных впадинах [50]. На основании данных геофизики, петрологии, тектонофизики предполагается, что формирование высокогорных хребтов в новейший этап связано с разуплотнением вещества, вызванным разогревом и процессами гранитизации вещества земной коры; формирование впадин, наоборот, объясняется процессами уплотнения вещества и иным направлением петрологических процессов, ведущих к дебазификации, связанной с десерпентинизацией низов «базальтового» слоя или с процессами эклогитизации [3, 75].

Явления горообразования вызываются процессами, происходящими глубоко в недрах Земли. Детальных материалов о строении земной коры и верхней мантии Земли в пределах орогенных поясов и отдельных горных сооружений пока еще мало. Мы можем достаточно уверенно говорить лишь о принципиальном отличии в строении недр Земли в пределах орогенных, рифтогенных поясов и вне их, в прилегающих платформенных областях с равнинным рельефом. Разными оказываются мощность и состав земной коры и верхней мантии, природа границы М, режим эндогенных процессов, механизм деформации земной коры и проч. Поэтому создание моделей механизма образования горных систем разных типов в значительной мере зависит от научного кредо их авторов.

Предполагают, что механизм горообразования слагается из взаимосвязанных процессов, происходящих на разных глубинах как в земной коре, так и глубоко в мантии Земли. Это — возникновение зон с меньшей плотностью, где вещество находится в частично расплавленном состоянии и обладает аномальными свойствами. Участки эти интерпретируются как зоны разуплотнения мантии. Их образование вызвано главным образом разогревом, следствием которого является увеличение объема вещества и общее недифференцированное поднятие, приводящее к вспучиванию земной коры. Другой процесс — это реакция коры на разогрев, выражающаяся в проявлении разнообразных процессов, приводящих в конечном итоге к дифференцированным движениям и к образованию в горных системах и горных странах отдельных хребтов и впадин. При этом характер горообразовательных движений в значительной степени зависели от того, какими породами была сложена земная кора и какую геологическую историю она претерпела.

В некоторых участках активных зон в верхней мантии на разных глубинах обнаружены два-три низкоскоростных слоя. Толщина их достигает нескольких десятков километров, а протягиваются они на мно-

гие сотни километров. В различных горных странах волноводы располагаются на разных глубинах и лежат в диапазонах 70—100 км, 130—180 км (Альпы). В некоторых областях (Кавказ, Памир — Гиндукуш) зоны с повышенными и пониженными значениями скоростей в мантии не совпадают по ориентировке с простиранием геологических структур, не считаясь с орографией и неотектоникой, и, по мнению И. А. Резанова, О. А. Безовкиной, отражают какой-то очень древний (докембрийский) структурный план, формировавшийся в течение многих сотен миллионов лет. Эти скоростные неоднородности уже полностью скомпенсированы в литосфере и в эпоху горообразования, с которой связан современный горный рельеф, непосредственно не проявляются. Такие зоны пониженных скоростей расположены на глубинах менее 100 км от границы М и получили название «реликтовых неоднородностей».

Выделяются и другие аномальные неоднородности в верхней мантии с пониженными значениями скорости продольных волн в виде разуплотненной линзы, кровля которой часто находится непосредственно под земной корой или местами опускается до 300—400 км. Область распространения аномальной низкоскоростной мантии совпадает с высокогорными и среднегорными участками в пределах Памира, Тянь-Шаня, Алтая, Восточного и Западного Саян, Байкала, Северо-Американских Кордильер и других горных стран. Такая тесная связь аномальной мантии с современным высокогорным рельефом позволила многим геологам и геофизикам объединять эти два явления общей причиной.

Мощный слой с пониженными скоростями (волновод), возникший относительно недавно (неотектонический этап), фактически обнаружен под всеми горными поясами и имеет непосредственное отношение к явлениям горообразования. Толщина таких волноводов и их число изменяются на разных участках горного пояса. Возбужденное состояние мантии в горных странах определяет особый эндогенный режим областей орогенеза, рифтогенеза и выражается в своеобразном течении ряда глубинных процессов (см. гл. II). Возбужденной мантии горных поясов свойственны различные геофизические аномалии, отражающиеся на характере и степени проницаемости литосферы, характере и интенсивности магматизма, проявлениях метаморфизма и гранитизации, напряженного состояния литосферы, степени контрастности глыбово-волновых колебательных движений земной коры. С горными поясами почти везде связаны аномалии теплового потока, идущего из недр Земли, нередко в 2—5 раз превышающего средний для Земли уровень. Аномалии имеют значительную протяженность, пространственно они связаны с разломами или занимают обширные площади. Избыточное тепло вызывает частичное плавление, сопровождающееся разуплотнением и увеличением объема вещества. На земной поверхности эти процессы приводили к сводообразному поднятию и, по-видимому, именно они — одна из причин горообразования. Наличие частично расплавленных масс отражается и на повышенной электропроводности. Изучение этих данных показало, что в верхней мантии, под впадинами, зоны частичного плавления расположены непосредственно ниже границы М; под горными хребтами они лежат глубоко (100 км и более).

С орогенными поясами устанавливается и связь изостатических аномалий. Для многих горных стран выявлена обратная зависимость между знаком аномалий с направлениями тектонических движений. В пределах горных хребтов, несмотря на их продолжающийся подъем, имеет место избыток масс, а в прогибах, несмотря на определенную компенсацию прогибания осадконакоплением,— недостаток масс, выра-

жающийся в отрицательных изостатических аномалиях. Выявляется важнейшая закономерность проявления тектонических движений в горных странах, знак которых направлен против сил изостазии, глубинные тектонические процессы ведут к нарушению равновесия. Горные хребты, массивы, отличающиеся избытком масс, подвергаются интенсивному воздействию экзотектодинамических процессов, которые переносят обломочный материал во впадины, отличающиеся недостатком масс. Совокупность этих процессов направлена к восстановлению равновесия. Существуют и исключения. Обнаружены горные хребты, продолжающие подниматься и с отрицательными изостатическими аномалиями, и впадины, где продолжают накапливаться осадки, а изостатические аномалии положительные. По-видимому, глубинный механизм образования таких хребтов и впадин требует особого рассмотрения или здесь сказывается явление «отставания».

Магнитные аномалии в большинстве случаев непосредственно не связаны с активно идущими новейшими горообразовательными процессами. Чаще всего они возникли после образования глубинных разломов и внедрения по ним основных и ультраосновных горных пород, являющихся причиной магнитных аномалий, и оказываются реликтовыми. Наблюдающиеся совпадения простираний современных горных хребтов с простираниями магнитных аномалий говорят об унаследованности развития гор от древнего структурного плана.

Все сказанное наглядно показывает, что одна из основных причин орогенеза — процессы в литосфере и верхней мантии. В результате повышенного теплового потока в мантии возникают зоны с меньшей плотностью, что сопровождается увеличением объема вещества. Дополнительное увеличение объема за счет снижения плотности в мантийных волноводах и общее разогревание приводят к процессам горообразования. Если данная причина объясняет в какой-то мере возникновение горных стран, связанных с линзами разуплотненных пород мантии, то она мало что говорит о сложной картине чередования хребтов и впадин в самих горных системах. Их образование связано уже с реакцией земной коры на разогрев.

Современные хребты возникают обычно там, где в предшествующие этапы (рифей, ранний палеозой и др.) происходило интенсивное осадконакопление, а затем гранитообразование. Под хребтами Тянь-Шаня, например, в строении земной коры установлены огромные линзы гранитизированных осадочных серий мощностью не менее 15—25 км. По расчетам, температура, необходимая для плавления пород гранитного состава, связывается с глубинами в 12—15 км, где породы могут находиться в частично расплавленном состоянии. Образование участков расплавов в нижних и центральных частях гранитных линз в пределах земной коры приводит к их разуплотнению и, как следствие, к воздыманию хребтов на 1,5—2 км (Тянь-Шань) относительно общего сводового поднятия. Разуплотненные линзы на глубинах 10—30 км обнаружены в настоящее время сейсмическим зондированием практически под всеми изученными хребтами Тянь-Шаня. На Кавказе и в Альпах таких гранитных линз нет. Они не вскрыты и размывом, но их существование предполагается под осевыми частями этих горных стран. Во многих палеозойских складчатых областях, давно сформированных и глубоко размытых речной эрозией, гранитные линзы-интрузии обнажаются на поверхности. Длинные полосы их вскрываются на Урале, но особенно большой длины, в тысячи километров, они достигают в Скалистых горах Северной Америки и Андах Южной Америки (рис. 124).

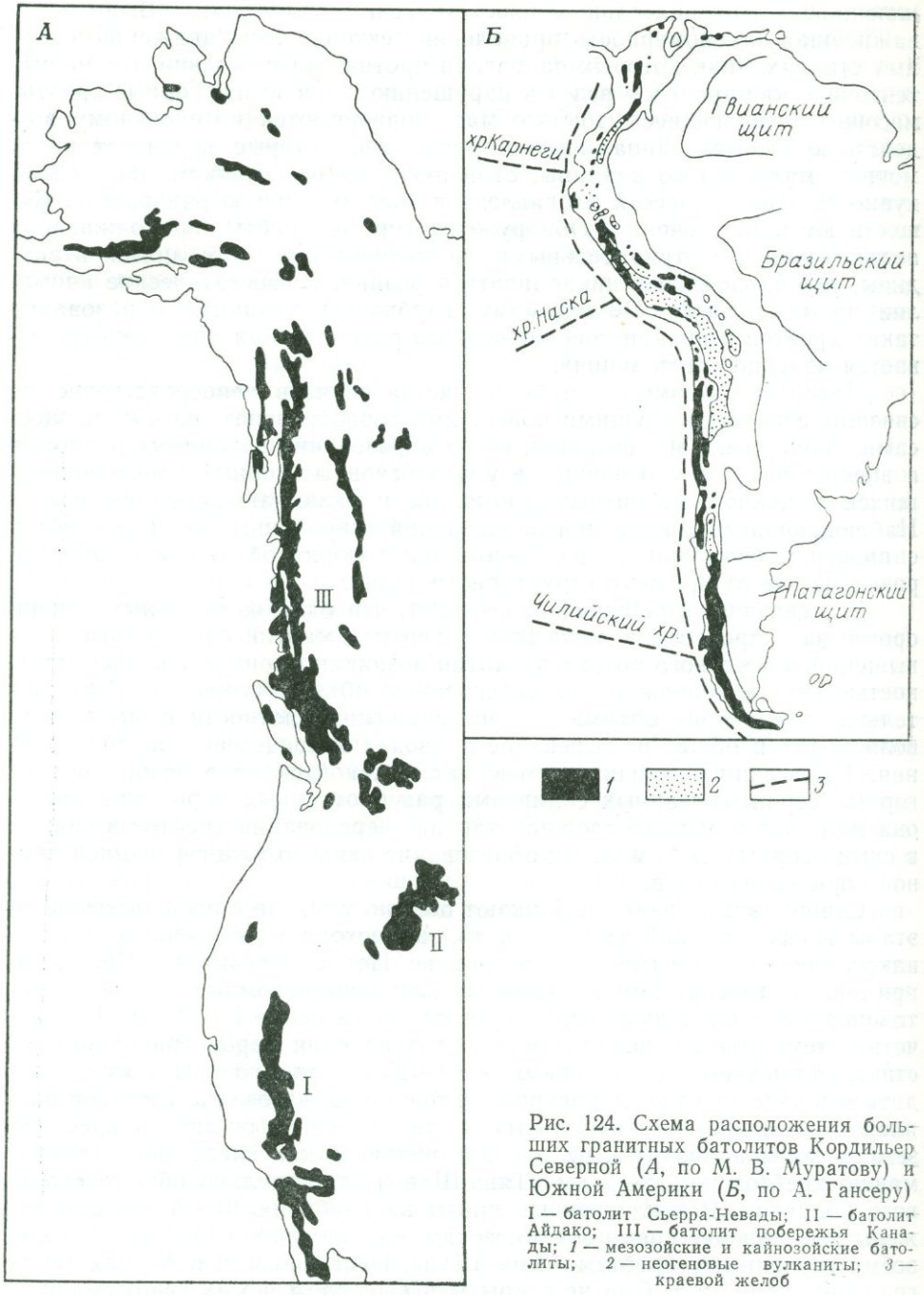


Рис. 124. Схема расположения больших гранитных батолитов Кордильер Северной (*А*, по М. В. Муратову) и Южной Америки (*Б*, по А. Гансеру)

I — батолит Сьерра-Невады; II — батолит Айдако; III — батолит побережья Канады; *1* — мезозойские и кайнозойские батолиты; *2* — неогеновые вулканиты; *3* — краевой желоб

По мнению О. А. Безовкиной, И. А. Резанова и др., впадины возникают в местах, где горный пояс накладывается на древние (раннепротерозойские и архейские) срединные массивы. Часто они асимметричны, связаны с глубинными разломами и быстрым подъемом тепла из разогретой верхней мантии по этим каналам. По мнению М. В. Муратова

и других исследователей, перемещение активной магмы приводит к подъему вышележащих толщ пород, вызывающих горообразование, а отток ее из-под межгорных впадин — к их последующему опусканию. С участками расплавов местами связан активный вулканизм, являющийся определенным отражением процессов горообразования. С горными мобильными поясами почти всегда совпадают сейсмически активные пояса Земли.

Но существуют и другие многочисленные представления относительно движущих сил и причин горообразования. Остановимся на главных. Их связывают с поднятием вещества при его дифференциации по плотности на границе ядра и мантии. Легкий материал всплывает до уровня астеносферного слоя, нагревается, растекается в ловушках как считают Е. В. Артюшков, А. Е. Шлезингер, А. Л. Яншин. Его накопление приводит к изостатическому поднятию расположенной выше литосферы на несколько километров. Из этой массы аномальной мантии выплавляется базальтовая магма; нагревание же тепловым потоком коры вызывает коровый магматизм, в том числе гранитоидный. Исходя из концепции тектоники литосферных плит, Дж. Дьюи и Дж. Берч считают, что главными участками горообразования являются зоны сочленения континентов и океанов, места столкновения литосферных плит. Важной движущей силой, перемещающей литосферные плиты, служит мантийная конвекция, возникающая в подошве литосферы. О. Г. Сорохтин, Л. П. Зоненшайн, В. Е. Хаин и др. наметили несколько типов горообразования. В горных хребтах активных окраин континентов океанические плиты поддвигаются под континент (Кордильеры, Анды), приводят к скучиванию материала, утолщению земной коры и литосферы. Эпигеосинклинальные горно-складчатые пояса приурочены к зонам столкновения континентальных плит, в результате чего образовались горные системы Альп, Кавказа, Загроса, Гималаев, а также горных систем Урала, Аппалачей и других горноскладчатых сооружений (рис. 125).

Выделяются горные системы и при проявлении процессов не только субдукции, но и обдукции. По мнению Р. Молнара и Р. Топонье, после коллизии Индийской и Азиатской плит первая из них переместилась на 2 тыс. км в Евразию, что привело к сокращению коры, вызвало появление Гималаев, Тибетского нагорья и способствовало образованию крупных сдвигов, наблюдаемых в западной части КНР и МНР. Р. Берд допускает, что перед столкновением этих плит происходит процесс «внутриконтинентальной субдукции» под земную кору по пологой, почти горизонтальной плоскости, приведшей к ее утолщению. Критика этих представлений была дана нами ранее.

Возможные механизмы формирования подвижных поясов в соответствии с концепцией тектоники плит изображены на рис. 126. Эту гипотезу можно использовать для упрощенного рассмотрения различных областей горообразования на границах не только основных плит, но и микроплит, как считают Л. П. Зоненшайн и др. Однако в природе встречается множество случаев и других тектонических обстановок. Очевидно, как указывал в 1981 г. К. Оллиер, многие из подобных «объяснений» геологических явлений кажутся слишком легковесными. Иллюстрацией этого могут явиться многочисленные основанные на этих идеях противоречивые модели Альп, показывающие противоположные направления субдукции, которая по одним моделям, предложенным Дж. Дэвисом, Дж. Бердом, имеет южное падение, по другим — наклонена к северу (Е. Оксбург). То же можно сказать и по отношению к Гималаям.

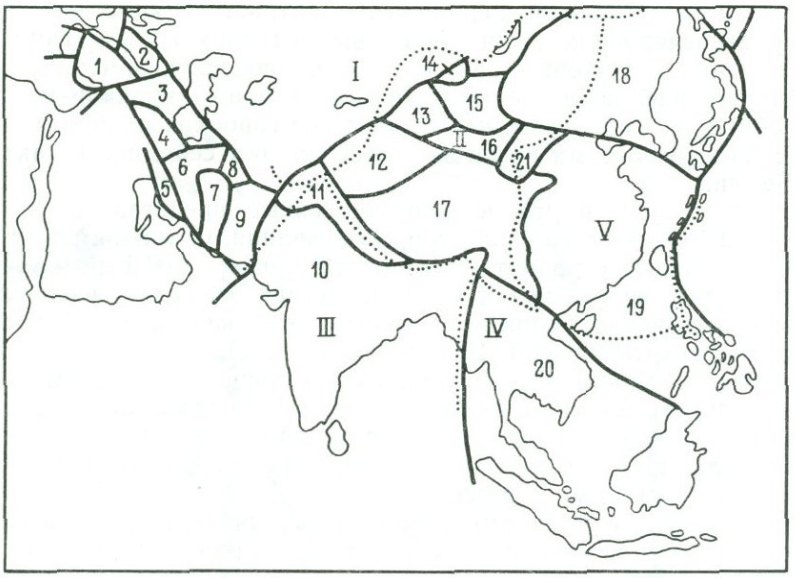


Рис. 125. Схема границ плит и микроплит:
I—V — крупные плиты; 1—20 — мелкие плиты; сплошные и точечные линии — по представлениям разных авторов

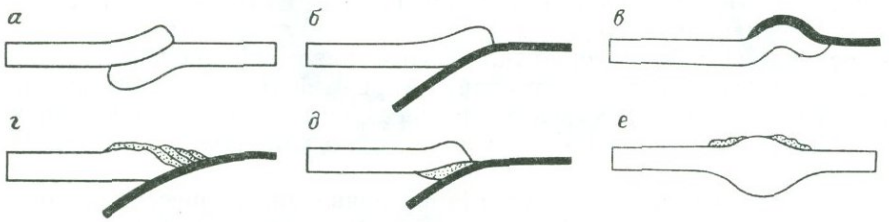


Рис. 126. Некоторые возможные механизмы горообразования, предусматриваемые концепцией тектоники плит. По К. Оллиеру

а — столкновение двух континентов (Гималайский тип); *б* — столкновение континентальной и океанической плит с короблением окраины континента и поддвиганием океанического дна (Андийский тип); *в* — надвигание океанической плиты на континент (обдукция) с последующим поднятием, формирующим горы (Кипрский тип); *г* — надвигание осадков, отложенных у края материка на континентальную плиту с образованием складчатого форланда во фронтальной и надвиговых структур в тыловой зонах (Аппалачский тип); *д* — поддвигание осадков под континент в процессе субдукции с выгибанием окраины материка; *е* — утолщение коры в результате столкновения плит с вероятным развитием гравитационного скольжения тектонических покровов вблизи дневной поверхности

Выявляется несоответствие подсчетов величины корового сокращения в процессе сжатия для Альп (до 1000 км), которая во много раз уступает той, которая исходит из плитной тектоники.

Гипотеза субдукции, против которой выступают многие исследователи, не может служить общим объяснением образования горных стран подвижных областей. Многие области горообразования располагаются на значительном удалении от всех предполагаемых зон субдукции и, как показано [37, 53], резко асинхронно какой-либо активности на границах плит. Утверждение же о том, что с тектоникой плит, как считает А. Смит, связано происхождение специфических орогенических поясов, является не более как рабочей гипотезой. Даже если ее и принять, по мнению А. Смита, остается возможность объяснить эти пояса с логических, но диаметрально противоположных позиций в рамках все той же

тектоники плит. И, наконец, хотя рассматриваемая концепция полностью переориентировала геологическую мысль, тем не менее она не решила проблему формирования орогенических поясов и горообразования. По мнению же Л. Кинга, высказанному несколько ранее, крупные горизонтальные перемещения типа континентального дрейфа, спрединга океанического дна и других, представляют собой более поздние движения, охватывающие всю земную кору и отражающие подкоровые течения. Но они не вызывают горообразования, которое связано с вертикальными движениями в виде широких вспучиваний земной коры, названных Л. Кингом киматогенными.

Происхождение горных сооружений объясняется также горизонтальным сжатием коры, увеличением ее мощности и изостатическим всплыванием. Одну из первых схем этого механизма дали Е. Н. Люстих, позже Р. Гаррелс и Ф. Макензи. Однако анализ геолого-геофизических данных под современными горными сооружениями, проведенный позже Е. В. Артюшковым, А. Е. Шлезингером, А. Л. Яншиным и др., позволил утверждать, что на неотектоническом этапе подобные явления не имели места, так как образование высоких гор происходит тогда, когда складчатость и надвиги в области самого горного сооружения уже закончились [53], на что значительно раньше было обращено внимание Б. Л. Личковым.

Очень часто считают, что механизм горообразования заключается в наращивании «корней» гор (например, А. Ф. Грачев и др.) или в увеличении толщины земной коры в связи с тангенциальным сжатием, когда проявляются явления изостатического всплывания (Е. Н. Люстих, П. Н. Кропоткин и др.). Представления о том, что под горными сооружениями поверхность прогнута и образует «корни», а над впадинами приподнята, были обычными при разного рода теоретических построениях. Такие взгляды соответствовали идеям об изостатической компенсации, которая должна осуществляться на границе между корой и верхней мантией. Однако полученные за последние годы данные сейсмических исследований показали сложные и неоднозначные корреляционные связи между высотой рельефа, глубинами до поверхности М и амплитудами неотектонических движений [4, 28]. Установлено, что изостатическая компенсация осуществляется не на уровне поверхности М, а по-видимому, в подкоровых слоях, в зоне астеносферы (см. гл. II). Связь между мощностями земной коры и соответственно глубинами до поверхности М оказалась более сложной и неоднозначной; режимы тектонического развития также не находят сколько-нибудь ясного отражения в распределении мощностей земной коры [4, 75]. Пока мы не располагаем доказательствами, что процессы горообразования сопровождаются наращиванием «корней» снизу, что должно было бы приводить к увеличению толщины «базальтового» слоя. Вместе с тем И. В. Корешковым, Ф. С. Моисеенко, В. Е. Хаиным и др. приводятся доказательства о возможности денудационной базификации земной коры, приводящей к уменьшению «гранитного» слоя.

Был сделан вывод, что особенности строения и толщина земной коры под горными поясами есть следствие трех различных причин: 1) предшествующей геологической истории, т. е. длительного развития геосинклинальных поясов, на месте которых позже возникали горные пояса, 2) неотектонической активизации глубин в эпоху горообразования и 3) близостью горных систем к океанам: во внутренних районах мощность земной коры увеличивается, вблизи окраин материка она заметно уменьшается (по Н. А. Белявскому, Н. А. Резанову).

Среди современных горных сооружений может быть выделена группа «бескорневых» гор. Например, в пределах Чехословацких Карпат мощность коры 30—38 км, а под расположенным севернее предгорным прогибом до 50 км, под Копет-Дагом 35—40 км, а в Предкопетдагском прогибе толщина коры увеличивается до 50 км, под хребтом Бол. Балхан (абс. выс. 2 км) мощность коры 35 км, а под прилежащей Прибалхашской впадиной до 55 км. Эти примеры горных сооружений подтверждают отсутствие «корня» в рельефе границы М. Анализ показал отсутствие сколько-нибудь четких корреляционных связей между генетическими типами горных сооружений и глубинами до поверхности М. Например, если взять Тянь-Шань — эпиплатформенную область горообразования, испытавшую энергичную неотектоническую активизацию палеозойских структур, и Альпы, Кавказ, относящиеся к эпигеосинклинальным горным сооружениям, возникшим в неотектонический этап, то глубины до поверхности М окажутся примерно одинаковыми. Так, высокогорные сооружения Тянь-Шаня имеют мощность коры до 50—55 км; под Альпами и Кавказом с меньшими абсолютными высотами мощность коры того же порядка. Помимо этого, в пределах одного генетического типа гор глубина «корня» не зависит от абсолютной высоты гор.

Анализ геофизических данных показывает, что в период горообразования мощность коры под эпиплатформенными горами если и увеличивалась, то не более чем на 5 км, т. е. приблизительно на высоту возникших гор. Такие же предположения делают для Северо-Американских Кордильер и для других районов. Все сказанное указывает на сложную, многофакторную связь рельефа гор с их глубинным строением и глубинами до поверхности М, которые во многих районах непосредственно не коррелируются. Формирование «корней» гор обусловлено геологической историей развития и частично они возникли до процессов новейшего горообразования, создавших современный горный рельеф. При этом также не обнаруживается прямой зависимости между высотой гор и толщиной коры. Толщина земной коры в горах, обрамляющих океаны, оказывается, значительно уменьшается. Генетический тип гор не влияет на образование «корней» и величина последнего не связана с высотой гор. В пределах рифтового типа гор под рифтами наблюдается резкое уменьшение мощности коры, приближение к земной поверхности мантии, характеризующейся низкими скоростями прохождения сейсмических волн и значительным разуплотнением. Утонение коры обычно связывается с растяжением.

Под рифтовыми областями низкоскоростная мантия имеет форму линзы, изолированной от астеносферы. Мантийный материал линзы находится в состоянии частичного плавления, а расползание линзы вызывает растяжение литосферы и образование рифтовой впадины. Приподнятые «плечи» рифта объясняются изостатическим всплыванием литосферы, ведущим к образованию рифтовых гор (см. гл. II). Но могут быть и другие объяснения.

Установлено, что связь между амплитудами неотектонических движений, определяющих в значительной мере высоту горных сооружений, и глубинами до поверхности М в региональном плане постоянно оказывается слабой. Поскольку высота рельефа в значительной мере есть функция интенсивности новейших тектонических движений, делался вывод, что и мощность земной коры зависит от величины новейших поднятий. На положение поверхности М неотектонические движения, оказывается, не имеют решающего влияния. Примером могут служить Забайкалье, Алданское нагорье, Становой хребет. В этих горных стра-

нах неотектоническая активизация проявлялась энергично, а по сейсмическим данным рельеф поверхности М и глубина до нее мало отличаются от соседних районов, где неотектонические движения значительными не были.

В некоторых межгорных и предгорных впадинах, краевых прогибах горных систем Тянь-Шаня, Копет-Дага, Карпат и других наблюдается прогибание поверхности М. Величина прогиба достигает 5—6 км, что соизмеримо с мощностями осадков, накопившихся за неотектонический этап. В других впадинах, например Куринской, Рионской и Индоло-Кубанской, Терско-Каспийской, в большинстве случаев унаследованно развивающихся от более ранних кайнозойских и мезозойских прогибов, подобных четких связей не отмечается. Для Байкальской рифтовой впадины характерны обратные соотношения между глубинами до поверхности М и амплитудами неотектонических погружений, т. е. поднятие поверхности М влияет на процесс развития впадины. В целом же связи рельефа горных стран с поверхностью М и влияние последней на проявления неотектонических движений пока еще слабо изучены.

Различия между эпигеосинклинальными и эпиплатформенными горами заключаются в плотности земной коры, которая в среднем на 0,4 г/см^3 тяжелее у эпигеосинклинальных гор. Высота рельефа, по-видимому, отражает и плотность верхней мантии. Таким образом можно констатировать, что представление о механизме горообразования как процессе наращивания «корней» гор с последующими изостатическими выравниваниями подтверждается не всегда.

На значение планетарного фактора в процессах горообразования настойчиво указывал Б. Л. Личков еще в 1960 и 1964 гг. Он отмечал, что горные пояса и системы имеют правильное геометрическое расположение (субмеридиональное и субширотное), а горообразование — это часть процесса переформирования планетарной фигуры Земли при изменении скорости ее вращения. Этот процесс он назвал «расплыванием» тела. Есть полное основание утверждать, писал в 1960 г. Б. Л. Личков, что в начале этой фазы горы были созданы прямым поднятием. Иными словами, каковы бы ни были подготовительные процессы, само поднятие горных поясов создано было в основном вертикальными силами. Если учесть, что это вертикальное поднятие, будучи прерывистым, запечатлено рядом уровней высоких горных денудационных поверхностей в количестве от 6 до 10, то можно сделать вывод, что эти уровни молодых денудационных поверхностей и есть этапы поднятия горных массивов.

К. А. Де Джонг, Р. Шолтан считают, что гравитационные процессы могут лимитировать рост гор в высоту. Он будет продолжаться до тех пор, пока тяжесть поднимающейся горной массы не превысит прочность горных пород, слагающих их основание. Верхняя часть горного массива или хребта приобретает при этом дополнительную потенциальную энергию, тогда как система в целом теряет энергию. Произойдет вертикальное расплющивание, растекание горного массива и его рост вверх прекратится. Многие исследователи отмечают, что горообразование в пределах подвижных поясов сопровождается складкообразованием — образуются складки больших радиусов (складки фундамента Э. Аргана). По Г. Д. Ажгирею, ряд признаков говорит о поперечном и небольшом продольном тектоническом сжатии, проявляющемся в земной коре во время горообразования. Для ряда орогенных областей, например для Тянь-Шаня, убедительно доказано, что процессы горообразования и складкообразования проявляются одновременно. Отсюда следует, что

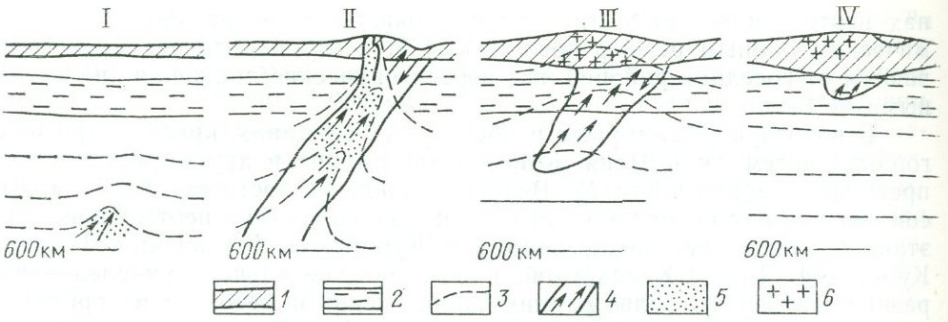


Рис. 127. Схема возникновения и развития тектоносферы (тектоногена). По Ю. М. Шейнманну

I — первая стадия концентрации энергии, начало роста тектоногена; II — полное развитие (мощный поток тепловой и механической энергии поднялся до поверхности); III — начало отмирания (глубинный источник энергии, питавший тектоноген, иссяк; сохраняются только верхи аппарата); IV — исчезновение тектоногена (весь запас, подлежащий выносу энергии, выдан на поверхность). *1* — кора; *2* — волновод Гутенберга; *3* — геоизотермы; *4* — тектоноген; *5* — основная магма; *6* — граниты

между этими явлениями имеется причинная связь и они — следствие одних и тех же процессов. Вместе с тем не во всех областях горообразования проявляется складчатость. Многие исследователи отмечают, что в условиях глыбовой тектоники, несмотря на огромные амплитуды поднятий отдельных блоков, интенсивной складчатости не наблюдается. Поэтому нельзя отождествлять понятия складкообразования и горообразования, что нередко делается. Процесс горообразования не всегда сопровождается складчатостью, но обязательно — формированием горного рельефа. Можно сделать вывод, что образование и оформление неотектонических структурных форм, связанных с процессами орогенеза, приводит к образованию различных морфологических элементов и протекает одновременно с тектоническим развитием гор.

Изучая области перехода материков к океанам, представленные контрастными формами рельефа, и рассматривая связи магмы и тектоники, Ю. М. Шейнманн в 1967 г. ввел понятие «тектонофера» — область, где зарождаются главные тектонические процессы земного шара (рис. 127). Это зона максимального потока энергии из глубин к поверхности, своеобразный «энерговод». Энергия, накапливающаяся в недрах, явно превосходит возможности переноса ее в виде тепла в условиях теплопроводности известных нам горных пород. Постепенно поднимающийся вверх разогрев приводит к изменению физико-химических условий и обстановки магмообразования. Именно этим глобальным зонам — тектоноферам соответствуют глобальные пояса горообразования. Наличие своеобразных зон в литосфере ранее, в 1961 г., установил Е. Н. Люстих, назвав их «реоклиналями». Однако, по смыслу определения, он придавал реоклиналям иное значение, считая, что это гипотетический наклонный слой вдоль зоны разлома, обладающий свойствами вязкой жидкости, где происходят процессы, обусловившие развитие геосинклиналей. Вместе с тем на многочисленные вопросы — что вызывает горообразование,— что вызывает появление тектоноферы и определяет ее место,— почему она чаще всего наклонена, а не вертикальна,— почему происходит концентрация энергии в сравнительно узкой полосе,— ответов пока нет. На любом объяснении этих вопросов больше сказывалось влияние философских воззрений исследователей, чем имеющихся данных. По мнению В. А. Магницкого, высказанному в 1965 г., если в условиях мантии прочность на крип пре-

вышена, деформация приурочивается к узкой зоне и лавинообразно растет вместе с ней. При этом разогрев самой зоны способствует такому процессу. По всей видимости, в образовании узкой зоны деформации действуют причины и планетарного и космического характера. Ю. М. Шейнманн отвергал трактовку тектонофер как пограничных областей между материком и океаном, считая, что они могут образоваться вблизи этой границы, но их отсутствие вдоль побережий атлантического типа крайне показательно. По его мнению, геосинклинальные пояса представляют группы тектонофер, развиваются постепенно снизу вверх и не подтверждают взгляда, что вдоль тектоноферы передвигался какой-то разогретый участок, который создавал бы картину, аналогичную схеме зонной плавки, предложенной в 1961 г. А. П. Виноградовым. Таково содержание еще одной гипотезы, исходящей из представлений о некоторых геофизических, геохимических и петрологических особенностях литосферы, строения земной коры и связи их с процессами горообразования.

В настоящее время в обобщениях по проблеме орогенеза необходимо базироваться на сочетании всего имеющегося материала разных дисциплин, который следует применять для анализа областей горообразования разных континентов, обязательно с учетом системного подхода. Кроме того данные неотектоники, сведенные на обзорных картах континентов и Мира [52], убедительно говорят о необходимости учета и вертикальных движений, без активного проявления которых не может ни образоваться, ни существовать ни одна область горообразования. В противном случае в пределах неотектонического этапа все горы были бы снивелированы процессами денудации. Применение комплексного анализа показало, что процессы орогенеза крайне разнообразны и не могут быть сведены к одной-двум геодинамическим моделям. Что касается образования впадин типа Черноморской и др., то механизм их формирования связывается с функционированием процессов деструкции, определяющихся тафрогенным эндогенным режимом, ведущим к созданию соответствующих структурных форм (тафрогенных, пелагогенных или лабигенных).

НОВЕЙШИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ И ГЕОДИНАМИКА ОБЛАСТЕЙ С ОКЕАНИЧЕСКОЙ И ПРОМЕЖУТОЧНОЙ ОТ КОНТИНЕНТОВ К ОКЕАНУ ЗЕМНОЙ КОРОЙ

Типы новейших структур и геодинамика океанической коры. Тектоникой дна океанов углубленно начали заниматься совсем недавно — в 50-х годах; о неотектонике же стало возможным говорить только после накопления нового фактического материала, когда началось глубоководное бурение дна. Прежде всего было выявлено, что морфологические элементы дна в целом соответствуют тектоническим структурам или наложенным на них вулканическим сооружениям, которые оказались связанными с системами часто протяженных разломов или разломных зон. Отличительная особенность структур океанического дна — их крупные размеры, большая протяженность линейных форм. Характерна для них и постепенность перехода к смежным структурным формам и, вследствие этого, трудность разграничения по данным морфологии. Возможно, что это — следствие их меньшей изученности по сравнению со структурами континентов. Сказанное отразилось на составленных картах неотектоники дна акваторий, многие границы на которых проведены достаточно условно (см. рис. 117, вкладка).

В соответствии с указанными принципами в пределах океанического ложа выделяются: океанические орогены, рифтогены и устойчивые плиты, в свою очередь состоящие из ряда более мелких структурных форм, среди которых большое значение имеют различного типа разломы. Во всех океанах прослеживается подвижный геоструктурный пояс относительно молодого (позднекайнозойского) вспучивания океанического дна, получивший наименования: «георифтогеналь» (по Г. Б. Удинцеву), «срединно-океанический орогенный пояс» (по В. Е. Хаину), «пояс внутриокеанических рифтовых структур» (по К. В. Боголепову, Б. М. Чикову), «талассоиды» (по Ю. М. Чемекову) и др. На карте новейшей тектоники Мира [52] этот пояс выделяется как сводово-блоковый ороген, в пределах которого прослеживается рифтоген. По характеру глубинного строения он (в пределах как осевой части, так и ее обрамления) характеризуется корой, близкой к океанической, подстилающейся выступом мантийного материала с аномально пониженными скоростями сейсмических волн и пониженной плотностью. В целом — это сложное подводное поднятие, образующее единую планетарную систему, прослеживающуюся во всех океанах, длиной порядка 70 тыс. км при ширине от сотен до первых тысяч километров. В его пределах проявляется растяжение земной коры с образованием «рифтовых впадин» — «рифтов». Они представляют систему вытянутых глубоких (до 1—3 км) депрессий, не компенсированных осадконакоплением, шириной около 25—50 км и более, с крутыми склонами, неровным днищем, иногда переходящих в глубоководные щелевидные приразломные впадины. Ориентированы они или вдоль общего простирания рифтовых зон, или под углом к ним. Океаническому подвижному поясу свойственны: повышенная тектоническая активность, особенно выделяющаяся в осевой зоне; большой тепловой поток (в пять—восемь раз выше, чем окружающих пространств); повышенная сейсмичность с концентрацией мелкофокусных землетрясений; разуплотненная верхняя мантия в пределах гребня поднятий; базальтовый вулканизм, приуроченный к вершинам и склонам поясов; наличие ультраосновных пород в рифтовых долинах; региональный зеленокаменный метаморфизм; неравномерный осадочный покров (в понижениях рельефа); выходы напорных минерализованных подземных вод; полосовое расположение аномального магнитного поля.

Магнитные аномалии ориентированы по простиранию пояса и нарушаются поперечными разломами. Осевая аномалия в полтора—два раза более интенсивна, чем соседние, ей симметричные. Ширина положительных и отрицательных аномалий пропорциональна длительности эпох палеомагнитной полярности. Широкие полосы аномалий соответствуют эпохам прямой и обратной намагниченности. Нельзя не обратить внимания, что разработанная для них временна́я шкала, по мнению Е. М. Рудича и других исследователей, для ряда районов оказывается несостоятельной при учете данных глубоководного бурения. Это потребовало пересмотра возраста ряда магнитных аномалий, методику их датирования и принятое истолкование их природы.

По Ф. Вайну и В. Маттюсу, чередование полос положительных и отрицательных магнитных аномалий соответствует смене полярности в магнитоактивном слое земной коры, образовавшемся в результате поступления расплавленного глубинного вещества в осевую зону срединно-океанического хребта, его остывания, кристаллизации, раздвижения в стороны от оси в условиях периодических инверсий геомагнитного поля.

На основании данных изучения намагниченности лавовых потоков на суше и экстраполяции шкалы инверсий на более древние океанические полосовые аномалии была разработана геомагнитная шкала времени, оценены скорости раздвижения дна Атлантического океана. В южной Атлантике скорость раздвижения в рифтовой зоне около 2 см/год, на 22—23° с. ш. 1,4 см/год, на 30° с. ш. 1,9 см/год, на 40 и 45° с. ш. 1,2 см/год, на хр. Рейкьянес — около 1 см/год [52].

Являясь сложным сводово-блоковым поднятием, в ряде районов (Срединно-Атлантический, Индийский хребты и др.) океанический подвижной пояс характеризуется сильно расчлененной осевой зоной в виде пририфтовых гряд, расчлененных плато и разделяющих их рифтовых долин. Для всего подвижного пояса характерны многочисленные секущие трансформные разломы, разделяющие его на отдельные поперечные отрезки, оси которых кажутся смещенными друг относительно друга. Для Восточно-Тихоокеанского подвижного пояса, не являющегося «срединным» хребтом, и в котором пока не выделяется активная осевая зона, Ю. М. Пущаровским было предложено название «талассоарсиса». Ширина пояса до 2—4 тыс. км, высота над ложем океана 2—4 км. Поверхность сильно раздроблена. Осевая часть имеет сложное блоковое строение. Много насаженных вулканических гор, высота которых достигает 3 км. На склонах поднятий встречаются молодые базальты (1,6—4,6 млн. лет). Много поперечных разломов со значительными смещениями (трансформные разломы). Пояс характеризуется небольшими относительными значениями гравитационных аномалий в свободном воздухе и региональными уменьшениями значений аномалий Буге. Мощность литосферы под осевой частью оценивается в 10—15 км.

Образование Восточно-Тихоокеанского подвижного пояса, как и в других океанах, связывают с растяжением земной коры (спрединг). По Ю. М. Пущаровскому, это гигантская складка, по краям обрамленная прогнутыми зонами. На северном продолжении этого пояса в пределах плато Альбатрос вплоть до Калифорнийского залива он же выделяет разновидность подвижных океанических поясов — «океанический шрам» — зона, не выраженная морфологически, но отличающаяся высокими значениями теплового потока и сейсмичностью.

Многочисленные факты подтверждают широкое распространение проявлений новейших движений в срединно-океанических хребтах других океанов. В 1975 г. А. В. Пейве показал, что в Срединно-Атлантическом хребте третьему слою отвечает метаморфический комплекс, состоящий из зеленых сланцев, амфиболитов, габброидов, ультрабазитов и других пород офиолитовой ассоциации. Породы, различные по возрасту и времени метаморфизма, не только регионально метаморфизованы, но и дислоцированы, что указывает на воздействие сжатия. Основное сжатие происходило в конце мела и палеогена и отражает эпоху альпийской складчатости в океанической коре. Верхний комплекс представлен неметаморфизованными базальтами с прослоями карбонатных осадочных пород. Базальты соответствуют неоген-четвертичному этапу воздымания хребта, сопровождающемуся растяжением коры. В это же время происходили контрастные блоковые перемещения по продольным и поперечным разломам. Блоковая тектоника, знаменующая собой неотектонический этап развития, рассматривается А. В. Пейве как проявление послескладчатого орогенеза в океанической коре растущего хребта. В осевой части хребта развивается неотектоническое рифтогенное грабенообразование, сопровождающееся излияниями базальтов.

П. Н. Николаев рассматривал рифтовую зону как обусловленную комплексом факторов неодинаковой природы, глубины заложения, площади проявления, вызывающих деформации земной коры и специфическое поле напряжений. Он сделал вывод, что крупные структурные элементы земной коры можно считать результатом взаимодействия иерархии тектодинамических систем разных рангов. При этом системы низших рангов определяют региональную составляющую движений и связаны с источниками, имеющими большое протяжение, а от действия тектодинамических систем высших рангов зависят локальные их составляющие, обусловленные действием местных факторов.

Для осевой зоны Срединно-Атлантического хребта и зоны трансформных разломов территории от 60° с. ш. примерно до 20° ю. ш. были реконструированы три поля напряжений. Два из них имеют сдвиговый характер с ориентировкой оси сжатия в северо-западном — юго-восточном направлении, а оси растяжения — на северо-восток — юго-запад. Третье поле является сбросовым с субвертикальным сжатием и растяжением в северо-западном направлении. Рассмотрение координат соответствующих землетрясений показало, что сдвиговые поля напряжений свойственны зонам трансформных разломов, тогда как сбросовое поле приурочено к осевым частям хребта. Таким образом, в основных структурных элементах срединно-океанического хребта локальные поля напряжений различны.

При увеличении площади осреднения выделяется сдвиговое поле тектонических напряжений с субмеридиональным сжатием и субширотным растяжением. Для этого поля типичны правые сдвиги с незначительной сбросовой составляющей, протягивающиеся в северо-западном направлении, и левые сдвиги (также с небольшой сбросовой составляющей), ориентированные на северо-восток. Это поле напряжений, единое для огромной территории от Исландии до широты о. Св. Елены, отражает наиболее общие черты формирования Срединно-Атлантического хребта. Экваториальная часть хребта северо-западного направления должна рассматриваться как зона правого рассредоточенного сдвига, а более северная, вытянутая в северо-восточном направлении вплоть до хр. Мона, является зоной левого рассредоточенного сдвига. Лишь между зонами разломов Гиббса и Курчатова могут быть отмечены правосдвиговые смещения.

Реконструируя элементы залегания генеральных сдвигов, П. Н. Николаев приходит к выводу, что область Срединно-Атлантического хребта должна рассматриваться как крупнейшая зона развития сдвиговых деформаций. Тип напряженного состояния и геофизические данные заставляют предположить, что одновременно со сдвигом в пределах хребта проявляется раздвиговая составляющая движений. Следовательно, в наиболее общем виде деформацию зоны Срединно-Атлантического хребта можно представить как рассредоточенный сдвиго-раздвиг. Величина сдвиговой и раздвиговой составляющих движений, по-видимому, не остается постоянной на всем протяжении хребта, однако едва ли превышает где-либо тысячу, а то и несколько сотен километров. Спрединг океанического дна должен иметь ограниченный характер и не может рассматриваться как ведущий механизм деформации области Атлантического океана. Наличие значительной, если не ведущей, сдвиговой составляющей вдоль срединно-океанического хребта следует учитывать при любых построениях, затрагивающих тектонику океанического дна.

С указанных позиций рифтовая зона срединно-океанического хребта и зоны трансформных разломов представляют собой локальные деформации в области сдвига. Наиболее часто в зонах сдвига выделяют четыре типа локальных деформаций: сопряженные продольные и поперечные сколы, трещины отрыва и эшелонированные складки. Этот же парагенез структур наблюдается в Срединно-Атлантическом хребте. Продольные сколы ориентированы примерно под углом 10—15° к простиранию хребта, поперечные сколы (трансформные разломы) — под углом 75°. Отрывы, ориентированные субперпендикулярно к оси растяжения, обычно под углом 45° к направлению генерального сдвигания, выражены рифтовыми долинами. По данным экспериментальных исследований они должны развиваться в сочетании со сколами и приурочиваться чаще всего к концам поперечных склонов. Отрывы в области сдвига чаще образуют кулисные ряды и ограничиваются по простиранию сколами. При этом следует учесть, что нет данных, указывающих на прежнее единство рифтовой долины, впоследствии якобы смещенной по трансформным разломам. Наконец, эшелонированные складки должны располагаться перпендикулярно сжатию. Экспериментально установлено, что если в слоистой среде образуются крупные косые сколы, благоприятными для формирования складок оказываются локальные секторы сжатия. Для срединно-океанического хребта наиболее благоприятными для развития локальных поднятий будут участки изменения его генерального простирания. Осевые линии этих поднятий должны простираться в субширотном направлении (Исландия, Азорские острова, относительное поднятие дна северо-западнее разлома Вима, в районе о-ва Вознесения и т. д.). В какой-то мере указанием на развитие субширотных эшелонированных поднятий вдоль зоны срединно-океанического хребта, по П. Н. Николаеву, может служить характерный фестончатый рисунок изобат подножия хребта, в частности изобаты 4000 м. Однотипность морфологического выражения и сходный парагенез локальных структур позволяют предположить, что срединно-океанические хребты представляют собой систему планетарных сколов, наиболее четко проявляющихся в условиях океанической коры, формирование которых может быть связано с длительными пульсирующими напряжениями, вызванными неравномерной скоростью вращения Земли.

Аналогичная попытка восстановления геодинамической обстановки была сделана П. Н. Николаевым для Арктического бассейна. Проведенный анализ выявил в рифтовой зоне разграниченные разрывами участки, между которыми происходит резкое изменение простираний осей сжатия и растяжения. В соответствии с этим неоднородным полем напряжений характер смещения по выделенным разрывам таков, что оконтуриваемые ими участки (блоки) стремятся от полюса в сторону Евразийского и Американского континентов. В направлении же Атлантики отмечается тенденция сближения блоков. Поскольку выделенные в рифтовой зоне разрывы продолжаются далеко за ее пределы, есть основания полагать, что Арктический мегабассейн испытывает относительное сжатие в направлении Атлантика—Тихий океан и относительное растяжение в сторону соседних континентов. Это региональное поле, соответствующее тектодинамической системе низшего ранга, реализуется на более высоком уровне мозаично ориентированных сдвиговых полей напряжений тектодинамических систем высших рангов. Учитывая реконструкции поля напряжений Срединно-Атлантического хребта, П. Н. Николаев предполагает, что напряженное состояние Арктического бассейна в значительной степени обусловлено «сползанием» конти-

нентов к экватору, вызванным увеличением скорости вращения Земли. Не следует считать, что это «сползание» определяет значительные амплитуды смещений по выделенным сдвигам. Скорее можно говорить о тенденции движения, определяющей напряженное состояние территории, чем о значительных смещениях континентов вдоль поверхности земного шара. Имеются попытки различные по строению подвижные пояса объединить в единый эволюционный ряд. Однако мнения по этому вопросу сильно расходятся [52].

Помимо сводово-блоковых орогенов, в рельефе ложа океанов выделяются океанические хребты (кряжи), имеющие относительно незначительное распространение, являющееся результатом проявления своеобразных процессов океанического орогенеза. На этих участках, часто вдоль зон разломов проявляются резко дифференцированные движения, которые приводят к образованию глыбовых гор. Почти всегда они асейсмичны. В северо-западной части Тихого океана выделяются подобные структуры, получившие названия возвышенностей Шатского, Хесса и др. Они приподняты над ложем океана на 3—4 км, напоминая сводово-глыбовые структуры континентов, расчленены разломами, по краям возвышенностей — это взбросы, надвиги. Формировались они в мезозое в субаэральных условиях, затем испытали опускания вместе с общим погружением океанической плиты. Для них характерны положительные гравитационные аномалии в свободном воздухе и пониженные значения аномалий Буге.

Разновидностью горного рельефа в пределах ложа океанов являются сводово-вулканические поднятия, образующие местами вулканические цепи и массивы. Они или прямолинейны или дугообразны; особенно широко распространены в Тихом океане; их протяженность достигает 2—5 тыс. км при ширине в 200—500 км. Поднятия обрамлены диагональными, реже ортогональными разломами, выраженными в рельефе уступами. На них насажены цепочки крупных вулканов — подводных гор, местами образующих острова. Примером может служить зона Гавайских островов, представленная вулканическими аппаратами щитового типа, протянувшимися на 2,5 тыс. км. Зона состоит из тектонических блоков ромбовидной формы, новейшие перемещения по которым достигают нескольких сотен метров. Наиболее древние вулканические излияния имеют возраст 5,6—3,8 млн. лет; проявлялся четвертичный вулканизм. Вся зона в новейшее время испытала опускание на 500—800 м. Не менее эффективен Императорский подводный хребет, образованный 30 гигантскими подводными вулканами. Протяженное сводово-вулканическое поднятие Лайн имеет длину 3700 км. Все поднятия отличаются несколько пониженными (по сравнению с океаническими плитами) значениями аномалий Буге.

За пределами подвижных океанических поясов всех типов располагаются тектонически стабильные площади, образующие своеобразные океанические платформы. В 1955 г. ложе океанов было Р. Фейрбриджем названо «талассократонами». Затем это понятие сузилось и его начали применять только для устойчивых областей океанического дна, испытывающих медленные, преимущественно нисходящие движения. По мнению Ю. М. Пущаровского [61], от этого термина вообще следует отказаться, так как в основе его лежит понятие о щите (кратоне), тогда как многие исследователи признают большую тектоническую динамичность океанического дна. Однако для океанической платформы (ложа океана) его вполне можно использовать [30]. Напомним, что многие щиты на континентах, особенно в новейший этап развития, являются

также весьма подвижными, имеют сложную структуру. Вновь же предложенный термин «талассоген» нам кажется менее пригодным из-за его малой конкретности. Поэтому для океанических платформ, образующих ложе океанов, вполне могут быть использованы и термин «талассократон» (в ограниченном понимании), и «талассоплен» [27]. Эти сложные образования по-разному расположены в разных океанах и их частях. В пределах Тихого океана, например, выделяют девять изолированных плит разного размера. В целом они имеют выровненное дно, хотя и осложненное многочисленными подводными холмами и горами, сбросовыми ступенями, иногда расчлененными подводными долинами, предопределенными тектоническими нарушениями. Плиты перекрыты неоген-четвертичными отложениями (до 500—700 м). В раннем миоцене глубина Тихого океана составляла более 2 тыс. м. В дальнейшем она значительно возросла. Плиты характеризуются наибольшими положительными или отрицательными гравитационными аномалиями в свободном воздухе и интенсивными (до $4{,}5 \cdot 10^{-3}$ м/с^2) аномалиями в редукции Буге. Мощность литосферы, по гравитационным данным, достигает 70—80 км. По данным А. Г. Гайнанова и др., разные части талассопленов имеют разную мощность. Местами, особенно в океанах, считающихся молодыми (Субарктическая и Арктическая Атлантика), ложе океана имеет сложную мозаичную структуру. Местами в пределах океанических плит выявляются поднятия, чаще всего сопряженные с разломами. Генетически это или вулканические поднятия, или микроконтиненты, или смешанные образования. Микроконтиненты геофизически и морфологически представляют собой погруженные в воду блоки, часто значительных размеров с измененной структурой и континентальной корой, у которых произошла деградация гранито-метаморфического слоя с общим уменьшением мощности коры. Эти структуры имеют широкое распространение, встречаются практически во всех океанах. Примерами может служить большой блок-микроконтинент, примыкающий к Новой Зеландии, или Мадагаскарский блок и др.

Для океанических плит характерны краевые валы, расположенные вдоль глубоководных желобов, обрамляющих платформенную область Тихого океана. Это узкие (300—500 км) очень протяженные поднятия, возвышающиеся на 200—400 м над ложем океана. Они асимметричны в поперечном сечении с крутым склоном, обращенным к желобам. Часто перекрываются осадками. Фундамент валов осложнен глыбовыми дислокациями. Сами валы не компенсированы прогибом подошвы коры. Значительная часть талассопленов в областях, смежных с континентами, подвержены деструктивным процессам, перерабатывающим отчленившиеся материковые блоки, преобразовывая структурный план ложа океанов.

Особенностью ложа океанов являются разломы. Хорошие батиметрические карты дна океанов, составленные в последнее время (в дополнение к геофизическим данным), свидетельствуют о наличии на дне океанических пространств огромного количества разрывных структур разного ранга. Изучены они совершенно недостаточно. Некоторые гигантские системы разломов, выраженные на поверхности дна, разграничивают крупные мантийные неоднородности, имеющие различный химический состав. Примером может служить разлом Кейн, пересекающий Атлантический океан в районе северного тропика. В других случаях разломы разграничивают участки литосферы, отличающиеся по мощности на несколько десятков километров, например, разлом Мен-

досино в Тихом океане, отграничивающий более толстый южный блок от более тонкого северного. Такие крупные линеаменты, по данным изменения гравитационного поля с искусственных спутников Земли, в Тихом и Атлантическом океанах имеют субширотное направление, а в Индийском океане они субмеридионального и север-северо-восточного простирания.

В Тихом океане Ю. М. Пущаровским, В. В. Козловым, А. О. Мазаровичем и др. выделяются мегасистемы разломов протяженностью до 3—5 тыс. км. Ширина каждого разлома 200—300 км. На востоке у шельфа Северной и Южной Америки они суживаются: отчетливой связи с разломами на континентах не наблюдается, на западе — расщепляются и угасают. Рельеф дна разломов имеет узкие протяженные до нескольких сот километров впадины, гребни, хребты. У разлома Мендосино в средней части прослеживается уступ длиной в 1 тыс. км и высотой до 2—2,5 км, образовавшийся в условиях растяжения. В северо-восточной части Тихого океана мегасистемы разломов представляют сложное сочетание сдвигов, сбросов, раздвигов. В пределах океана они пересекают различные структурные элементы. Многочисленные разломы четко выражены в рельефе дна спрямленными уступами, линейными поднятиями и впадинами, цепочками вулканических гор. Они подтверждаются геофизическими материалами.

Многие разломы являются «живыми». Например, по разломной зоне Галапагос протягивается широкая депрессия с грабеном, глубиной в несколько сот метров. На поднятиях с блоковым строением лежат молодые (несколько тысяч лет) лавы, вдоль разломов проявляется гидротермальная деятельность с характерным процессом выделения «черных дымов»; образованием металлоносных осадков, активным отложением сульфидов, что позволяет глубже понять процессы рудообразования. Образование сульфидов, связанных с гидротермами температурой 350 °С, приурочено к зонам активного разломообразования и в других районах [68].

Свидетельствами активности разломов являются сейсмичность, процессы вулканизма, вертикальные перемещения с амплитудами более одного километра, установление сдвиговых смещений и др. Доказательством горизонтальных перемещений считают явление спрединга, проявляющегося в срединно-океанических хребтах, связанного с растяжением земной коры. Введено понятие «рассеянный спрединг», также отражающий площадное растяжение коры и встречающийся вне срединных хребтов. Следствием его является образование линейных зон проницаемости. Продолжает оставаться спорным процесс субдукции и его реальное проявление.

Имеющиеся материалы по неотектонике океанов несомненно свидетельствуют о реальности и широком повсеместном распространении вертикальных и горизонтальных тектонических движений на дне всех акваторий. Амплитуда вертикальных движений измеряется километрами. Этот вывод В. А. Крашенинникова основывается на применении различных методов и, в частности, изучении разрезов осадочного чехла. Во многих местах дна океанов мелководные серии осадков обнаруживаются на больших глубинах. Анализ разрезов отложений, вскрытых при глубоководном бурении, привел Е. М. Рудича в 1984 г. к выводу о значительном расширении океанических впадин, происходившем в кайнозое и мезозое за счет возникновения крупноамплитудных некомпенсированных опусканий значительных участков земной коры как по периферии нынешних океанов, так и во внутренних их частях. Остается

неясным, в чем же сущность процесса переработки континентальной коры в океаническую, его продолжительность, которая, как полагают, колеблется в значительных пределах и определяется в интервале от первых десятков до 100 млн. лет. В других же случаях, наоборот, морские отложения оказываются приподнятыми на большие высоты. Таких примеров описано много. Разными методами для ряда районов выявлены горизонтальные и субгоризонтальные движения. Они предполагаются в недрах срединных хребтов. Помимо этого в кайнозое устанавливается общее значительное опускание океанического дна. Причины его рассматривались в гл. II. Оно связывается с процессами растяжения дна и орогенеза новейшего этапа в континентальных областях. Точно определить возраст и амплитуды перемещений в большинстве случаев пока затруднительно. Это не дает возможности полной реконструкции новейшей геологической истории. Все же можно сделать вывод, что позднекайнозойские движения завершили формирование современного рельефа дна океанов, а в ряде районов сыграли решающую роль в их морфологическом становлении. Вместе с тем достаточно очевидно, что образование основных черт рельефа дна акваторий имело длительную историю и произошло под действием более древних — раннекайнозойских и позднемезозойских тектонических движений.

Изучение тектонических деформаций океанического ложа показывает, что огромные, в разной мере мозаичные океанические плиты реологически неоднородны, структурно оказываются очень сложными и не могут вести себя как жесткое тело. Все это необходимо учитывать при палинспастических реконструкциях движений литосферных плит в свете концепции тектоники плит.

Остается спорным вопрос возраста океанов, что имеет значение и для понимания неотектоники. По данным глубоководного бурения, наиболее древней структурой является Тихий океан. Его формирование шло особым путем; оно началось с заложения ряда глубоководных котловин, изолированных друг от друга более или менее крупными поднятиями, позже постоянно разраставшимися. По Ю. М. Пущаровскому, Тихий океан как геологическое образование отражает первичную неоднородность в строении планеты, где не образовывались сиалические массы, шел процесс саморазвития симатической оболочки и не происходило процесса континентального дрейфа. Впадина Атлантического океана значительно моложе. Основные события, связанные с ее формированием, происходили не раньше мелового периода. Еще моложе впадина Индийского океана. Наиболее молодыми являются участки Северной Атлантики, Северный Ледовитый океан. По этому вопросу существуют и иные представления (М. В. Муратов, В. Е. Хаин, О. К. Леонтьев, Е. М. Рудич, О. Г. Сорохтин и др.).

Новейшие тектонические структуры и геодинамика переходных зон от континентов к океану. Новейшие структуры зон перехода от континентов к океану очень сложны, достаточно разнообразны и выделяются разными исследователями исходя из разных принципов. Строению переходных зон посвящено огромное количество работ. Критическая оценка их дана в 1981 г. Р. Д. Родниковым и В. В. Белоусовым [6, 52]. Два типа перходных зон, выделенных по анализу береговых линий Мирового океана, были известны еще со времен Э. Зюсса: индо-атлантический, как бы наложенный на материковые структуры, окаймляющие океаны, и тихоокеанский, с береговой линией, в основных чертах совпадающей с простиранием окаймляющих океан структур. В. В. Белоусо-

вым был выделен третий тип — колумбийский. Кратко охарактеризуем их.

Зона индо-атлантического типа в новейший этап относится к категории «пассивных». Она отличается относительной простотой. Береговая линия накладывается на континенты и край океана, срезая домезозойские структуры, имеющие другие простирания. Такие соотношения широко распространены по побережьям Атлантического океана в пределах Северной и Южной Америки (за исключением Антильской и Южно-Сандвичевой дуг), побережья Европы и Африки; наблюдаются они на большей части континентов, обрамляющих Северный Ледовитый океан (Северная Америка, Гренландия, Евразия) и Индийский океан (Антарктида, Африка, Индия, Австралия). Отмечается большое сходство в развитии переходной зоны по всему периметру указанных океанов (рис. 128).

За немногими исключениями в геологической истории участки континента, прилегающего к океану, в мезозое и кайнозое развивались как древние или молодые платформы. Выделяются три стадии развития: континентальная рифтогенная, называемая «рифтингом», лагунная и морская. В первую стадию в образующихся грабенах накапливаются континентальные отложения. Рифтогенез проявляется не одновременно, и в разных районах падает на поздний палеозой (Атлантическое побережье США, Канады, северо-запада Индийского побережья и Восточной Африки) или поздний триас, юру и поздний мел (Западная Африка, Южная Америка). Местами «рифтинг» сопровождается излияниями основной лавы и образованием даек диабазов. После этого происходит прогибание на широкой площади. Откладываются осадки эвапоритовых лагунных формаций от пермского до позднеюрского и аптского времени. Продолжающиеся опускания приводят к накоплению морских отложений. На размытом цоколе накапливаются мелководные морские, чередующиеся с континентальными осадки, формирующиеся в пределах древнего шельфа. Фундамент имел наклон в сторону океана, обусловливал увеличение мощности осадков, достигающих 10 км и более, накопившихся в течение большей части мезозоя и всего кайнозоя. Унаследованно развивается шельф, имевший раньше значительно бóльшую ширину. Опускание сопровождалось образованием глубинных разломов с амплитудой до 5 км и более, отчленявших от шельфа отдельные блоки, опустившиеся на глубину 1,5—2 км, придавая переходной зоне ступенчатое строение. Таким образом возникли подводные окраинные плато, достигающие в поперечнике первых сотен километров.

Во многих случаях оживление старых разломов происходило и в плиоцене, и миоцене. В настоящее время в пределах окраинных подводных плато, выделяемых на картах неотектоники в виде аваншельфов — отчлененных блоков с континентальной и субконтинентальной корой, не отмечены ни сейсмичность, ни вулканизм (см. рис. 117, вкладка). Проявлявшиеся опускания охватывали не только шельф, но и прилегающую часть континента, с образованием прибрежных аллювиальных равнин, а также континентальный склон и часть океанического ложа. Таким образом, переходная зона индо-атлантического типа достигает ширины многих сотен километров. На этом протяжении происходит уменьшение мощности земной коры и в зоне континентального склона, замещение континентальной коры океанической.

В. В. Белоусов [6] высказал мнение, что периферические зоны описываемых океанов образованы замещением прежней континентальной коры океанической корой с преобразованием ее на месте, а не путем

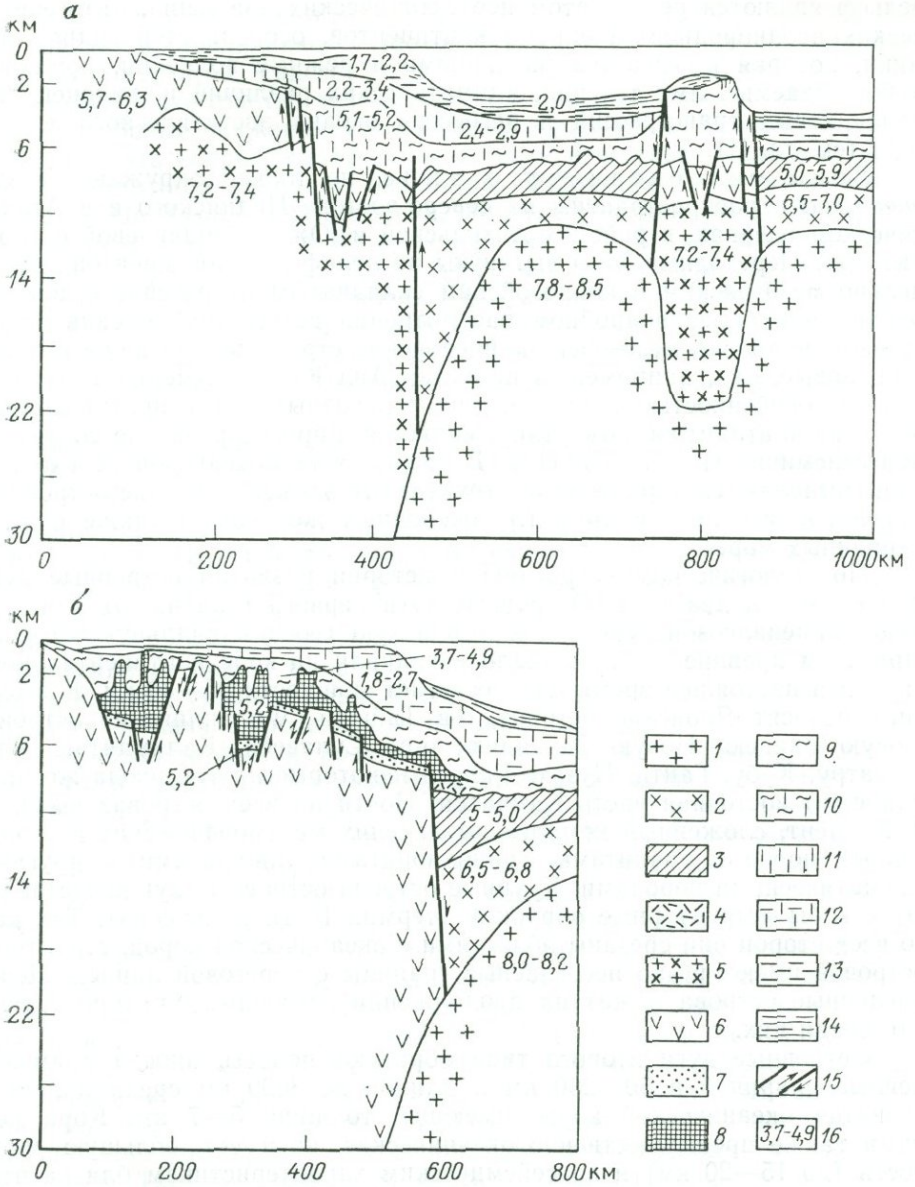


Рис. 128. Разрез земной коры окраины Северо-Западной Атлантики. По Р. Шеридану

Районы: *а* — Ньюфаундленд, *б* — Грэнд-Бенкс.

1 — породы мантии; *2* — океаническая кора («базальтовый» слой); *3* — океанический переходный слой; *4* — породы докембрийского щита; *5* — раннепалеозойская протоатлантическая офиолитовая кора; *6* — докарбоновые извержения и метаморфические породы; *7* — породы триаса; *8* — юрские соленосные отложения; *9* — юрские карбонатные и терригенные отложения; *10* — меловые и юрские карбонатные и терригенные отложения; *11* — меловые отложения, нерасчленённые; *12* — палеогеновые, неогеновые и меловые отложения; *13* — кайнозойские отложения; *14* — пелагические и гемипелагические осадки от мела до голоцена; *15* — разрывные нарушения и направления движения отдельных блоков; *16* — скорости прохождения сейсмических волн (км/с)

растяжения или растаскивания континентальной коры, как это допускает концепция тектоники плит. Современные глубины шельфа и его рельеф являются результатом неотектонических движений, литогенетических неоднородностей окраин континентов, особенностей гидродинамики, которая вызывается различиями в режиме волнений, приливов и порождаемых ими течений, климатических различий и, наконец, неоднократных трансгрессий и регрессий океана эвстатического характера (см. гл. II).

Зоны тихоокеанского типа не только окружают Тихий океан, но и распространены на северо-востоке Индийского и в Атлантическом океанах, в районах Антильской и Южно-Сандвичевой островных дуг. Переходные зоны вытянуты по периферии континентов параллельно мезозойским и кайнозойским складчатым и орогенным поясам, однако при более подробном рассмотрении всюду край океана слабо срезает не только мезозойско-кайнозойские структуры, но даже и плейстоценовые, как, например, в пределах Анд Южной Америки. Отличительной особенностью тихоокеанских переходных зон, в противоположность индо-атлантическому типу, является широкое развитие современной сейсмичности и вулканизма. В пределах тихоокеанской переходной зоны выделяются характерные структурные элементы в виде островных дуг и сопряженных с ними глубоководных желобов, а также впадин окраинных морей.

По геологическому строению и истории развития островные дуги разделяют на два типа. Островные дуги первого типа имеют длительную раннепалеозойскую и докембрийскую геосинклинальную историю. При этом древние геосинклинали возникали на коре континентального типа и в настоящее время она достигает мощности 25—30 км. К этому типу относят Японские острова, о-в Тайвань, Филиппинские острова, Новую Гвинею, Новую Зеландию, о-ва Сулавеси, Калимантан, Яву, Суматру, Кубу, Гаити, Пуэрто-Рико и некоторые другие; сюда же принадлежит восточная часть Камчатки. Почти на всех островах выявлен фундамент, сложенный комплексом древних метаморфических и терригенных пород с гранитами, гранодиоритами, липаритами и другими магматическими породами. Крупные острова островных дуг представляют как бы «структурные обрубки» (термин В. В. Белоусова). Так как со всех сторон они срезаны областями с океанической корой, структуры островов имеют резко несогласные границы с береговой линией. Перечисленные острова лежат на продолжении островных дуг второго типа или среди них.

Островные дуги второго типа образуют полосы, иногда прямолинейные, шириной в 50—200 км и длиной до 3000 км среди областей развития океанической коры, имеющей толщину 5—7 км. Кора под ними также преимущественно океаническая, но имеет бóльшую мощность (до 15—20 км) и по сейсмическим характеристикам близка второму и третьему слоям типичной океанической коры (см. гл. II). Местами в зонах сочленения с островными дугами первого типа (на концах дуг второго типа) состав коры становится континентальным. Примерами могут служить Алеутские, Курильские, Бонино-Мерианские, Соломоновы острова, Новые Гебриды, Малые Антильские, о-ва Тонга, Кермадек. Это преимущественно поднятия над уровнем моря цепочек вулканов, выделяющих продукты, близкие вулканам островных дуг первого типа. В их строении отсутствует видимый фундамент. Геологическая история этих островов, доступная изучению, начинается с позднего мела или эоцена. Наблюдалось длительное прогибание земной коры

вплоть до миоцена, накопление вулканогенно-осадочных пород большой мощности с интенсивными проявлениями магматизма преобладающего основного состава (базальты, габбро). С течением времени состав магмы меняется, увеличивается щелочность пород, происходит излияние андезито-базальтов, андезитов, липаритов и др. С позднего миоцена проявляются контрастно тектонические движения, многочисленные разломы, глыбовые движения. По соседству образуются глубоководные желоба. Все это сопровождается излияниями известково-щелочных лав в виде андезито-базальтов и базальтов. Формируются многочисленные вулканы. На Курильских островах, например, по данным В. А. Апродова, насчитывается более 80 вулканов, из них 39 действующих. Преобладают стратовулканы. Кроме этого на Курильской островной дуге насчитывается более 80 подводных вулканов. Во всей же Курило-Камчатской вулканической провинции известно более 200 вулканов, в том числе 60 действующих. Отдельные острова дуг второго типа часто разделены многочисленными поперечными разломами и имеют глыбовую структуру.

Островные дуги второго типа представляют «двойные дуги». Например, выявлено, что Курильская дуга состоит из двух горных хребтов — внутреннего и внешнего. Выступающие над уровнем моря вулканические вершины над внутренним хребтом образуют гирлянды Курильских островов. Его цоколь — мощные валообразные поднятия с относительно пологими склонами; гребень — вулканическая надстройка. Наиболее древние породы — позднемеловые — обнаружены на Малых Курильских островах, позднеолигоценовые — миоценовые — на Больших Курильский островах. В начале палеогена Малые Курильские острова поднялись над уровнем моря; в неогене продолжалось их значительное поднятие и начал проявляться интенсивный наземный эксплозивный андезито-базальтовый и андезитовый вулканизм. Северный и южный края этого хребта имеют свое продолжение на суше — на Камчатке и о. Хоккайдо, отделяясь депрессией от внутреннего хребта. Внешний хребет почти на всем продолжении подводный. Южный его сегмент образует гряду Малых Курильских островов и имеет массивные очертания и глыбовую структуру. Глубокие проливы между островами обрамлены разломами. Длина Курильской островной дуги более 2000 км, общая ширина до 200 км. Максимальная высота над котловиной Охотского моря — более 5 км, а над дном Курило-Камчатского желоба — около 12 км. Склон глубоководных желобов, обращенный к островной гряде, обычно имеет ступенчатый рельеф, связанный (по сейсмическим данным) с вертикальными разрывами. Глыбовые дислокации, проявляясь неравномерно, приводят иногда к пологому уклону отдельных блоков. Поднятые внешние края наиболее крупных уступов образуют гряды, параллельные гребню островной дуги, частично поднятые над уровнем моря. Так, по мнению В. В. Белоусова, это явление послужило основой для появления теории «двойных дуг», предполагающей, что все островные дуги состоят из основной «вулканической» дуги и параллельной ей «невулканической» дуги — островной или надводной.

Начало интенсивных движений на островных дугах близко совпадало по времени и происходило в короткий интервал времени. Проявлялись они в виде глыбовых или сводово-глыбовых движений, которые сопровождались андезитовым вулканизмом и землетрясениями. Так, на Камчатке и в Японии начало движений падает на ранний миоцен; на Филиппинских островах — на поздний миоцен и на о-ве Тайвань — на миоцен, особенно интенсивно проявившись в плейстоцене. В Западном

Ириане начало интенсивных глыбовых движений падает на средний плейстоцен; а в пределах Восточной части Новой Гвинеи — на плейстоцен; на Новой Зеландии — на миоцен. В пределах Индонезийской дуги геосинклинальное развитие закончилось в палеогене, а в неогене и плейстоцене проявились глыбовые движения, андезитовый вулканизм. В пределах Кубы орогенный режим проявлялся в миоцене и позже.

Характерное для поздней стадии общее поднятие геосинклинали в пределах островных дуг позволяет нам вслед за В. В. Белоусовым рассматривать их как орогенную стадию развития геосинклинали, совпадающую с проявлением эпигеосинклинального орогенеза. С островными дугами в Тихом океане совпадает пояс андезитового вулканизма, который выделяется как андезитовая линия, или линия Маршалла.

Глубоководные желоба — типичный структурный элемент переходных зон. Они всегда сопряжены с островными дугами. Располагаются глубоководные желоба главным образом по периферии Тихого океана, встречаются по северо-восточному обрамлению Индийского океана и по внешним контурам дуг Карибской и Скоша в Атлантическом океане. Отмечаются они во внутренних и краевых морях (Карибском, Средиземном), бассейнах Индонезии и Меланезии. Желоба идут параллельно островным дугам и молодым прибрежным горам. Как правило, имеют асимметричный профиль. Со стороны океана к желобу примыкает глубоководное океаническое дно, с противоположной стороны — островная гряда или высокий горный хребет. К желобам приурочены наибольшие глубины: в Курило-Камчатском 10 542 м, Марианском 11 022 м, в желобе Тонга до 10 882 м, в желобе Кармадек 10 047 м, Алеутском 7679 м и т. д. Считают, что во многих случаях (например, желоба Яванский, Банда — менее 7500 м, Восточно- и Западно-Меланезийский, Ново-Гвинейский — менее 7000 м) уменьшение глубин в первую очередь объясняется заполнением их осадками. Превышение горных гряд над дном желобов достигает более 17 км. В плане они или изогнуты, прослеживаясь параллельно островным дугам, или прямолинейны (Кермадек, Тонга, южная часть Атакамского и др.).

Обычно желоба имеют крутые, часто ступенчатые склоны, отражающие глыбовые дислокации, с оползневыми деформациями, плоское узкое неровное дно шириной в несколько километров, небольшую мощность покрывающих их осадков. Эти признаки позволяют говорить некоторым исследователям, что желоба — локализованные подводные трещины в земной коре (Р. У. Фейрбридж). К ним приурочены сильные отрицательные изостатические аномалии, совпадающие с выходами на поверхность сейсмофокальных зон. Глубоководные желоба рассматриваются как геологически молодые образования, возникшие не раньше начала неогена, а некоторые и позже; в конце плиоцена — начале плейстоцена; тогда же происходило их интенсивное прогибание. Некоторые исследователи считают возраст заложения значительно большим. О молодости желобов говорит незначительная мощность осадков на их дне, повсеместно не превышающая нескольких сотен метров (за исключением некоторых особых зон). Таким образом, образование желобов совпало по времени с поднятиями смежных островных дуг и проявлением андезитового вулканизма на них и целиком связано с неотектоническим этапом.

Дискуссию вызывает определение связи желобов со сжатием или растяжением. Многие исследователи (В. В. Белоусов, Т. Хазертон, К. Оллиер и др.) отмечают расхождение теоретических положений концепции тектоники плит, предсказывающих напряжения сжатия на

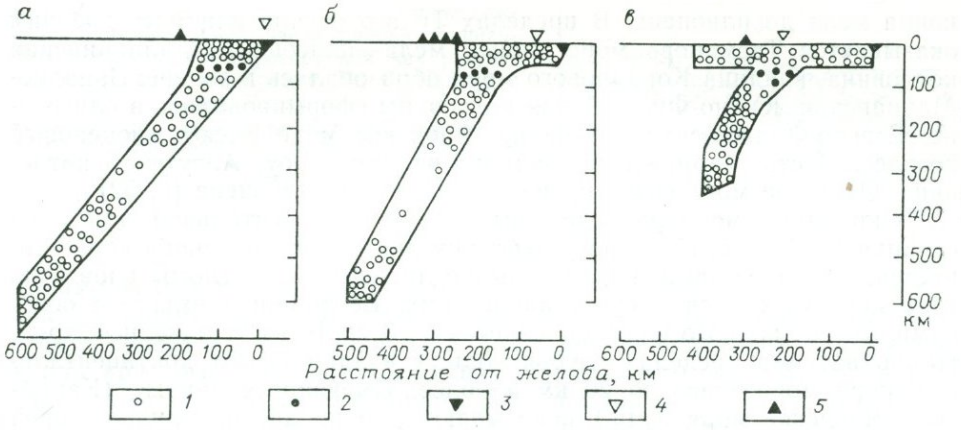


Рис. 129. Схема, иллюстрирующая взаимное расположение глубоководных желобов, отрицательных гравитационных аномалий, вулканизма и сейсмичности в пределах трех активных островодужных структур. По Т. Хатертону

а — о-ва Тонга; *б* — о-в Ява; *в* — о-в Хикаронги; *1*, *2* — фокусы землетрясений (*1* — близповерхностные, *2* — средне- и глубокофокусные); *3* — желоба; *4* — оси отрицательных гравитационных аномалий; *5* — вулканы

границе плит, с реальным растяжением, характерным для формирования желобов. Они ограничены в большинстве случаев нормальными сбросами. По этому вопросу Х. Менард писал, что каждый, кто видел эхограммы на складке и на дне желоба, не сомневается, что они обусловлены растяжением коры, вызывающим сбрососообразование и отражающимся в строении рельефа желоба. А в 1976 г. Дж. Уорзел высказывал сомнения относительно возможности субдукции и многие из желобов рассматривал как простые грабены.

Параллельно глубоководным желобам прослеживается зона эпицентров землетрясений. Фокусы землетрясений начинаются вблизи поверхности дна желоба со стороны суши и достигают глубин 700 км и более, удаляясь от оси желоба на расстояние до 400 км. До глубин 300 км выявляется напряжение растяжения. Ниже оно сменяется напряжением сжатия (по данным анализа механизма очагов землетрясений). В других местах (Северо-Восточная Япония) наблюдается обратная картина. Все говорит о сложно расслоенной литосфере и верхней мантии. Сейсмофокальная зона падает по направлению к шельфу под углом 40—65° вдоль западной части Тихоокеанского побережья (рис. 129). В области Меланезии сейсмофокальная плоскость наклонена в сторону Тихого океана. В 1949 г. А. Н. Заварицкий одновременно с К. Вадатти и Х. Беньоффом предположили, что очаги мелко- и глубокофокусных землетрясений представляют гигантские сколы земной коры, где проявляются неравномерные разрывы, или они представляют зоны горизонтального, сдвигового смещения (Дж. Ходжсон). Сейсмофокальные зоны получили навание зон Заварицкого—Беньоффа—Вадатти. Более правильным Ю. М. Пущаровский считает именовать их не чьим-либо именем, а называть просто «СФЗ» — сейсмофокальные зоны.

В пределах переходных зон от континентов к океанам развиты глубоководные котловины окраинных морей. Их называют «внутридужными» и глубина их колеблется от 4 до 5 км. Основная часть окраинных морей развита на севере и западе Тихого океана, на северо-востоке Индийского океана. К окраинным морям относятся Карибское море и море Скоша. Котловины, окраины морей образовались в период с

конца мела до плиоцена. В пределах Тихого океана наиболее древним оказывается Тасманово море (конец мела—палеоцен); Филиппинская котловина, впадина Кораллового моря образовались в эоцене; Западно-Марианская, Южно-Фиджийская котловины сформировались в олигоцене. Северо-Фиджийская котловина, Японское море имеют миоценовый возраст. Часть Марианской впадины, впадины Лоу, Алеутская котловина, Охотское море сформировались в течение плиоцена [6, 52].

Окраинные моря расположены как на континентальной, так и на океанической коре. По мере углубления дна континентальная кора утоняется. Глубокие части впадин обычно лишены «гранитного» слоя и по типу кора относится к субокеаническому. Ее толщина вместе с осадками, но без водного слоя, колеблется от 9 до 16 км. Подводные хребты, поднятия в пределах глубоководных впадин имеют континентальную кору мощностью до 20 км и более. Имеющиеся данные (Карибское, Японское моря и др.) показывают, что на дне окраинных морей широко развиты разломы, определяющие глыбовый характер дислокаций. Хорошо выраженные ступенчатые блоковые деформации местами рифтового типа близки переходным зонам атлантического типа. С разломами связываются повышенные тепловые потоки, сейсмичность и проявление подводного вулканизма. Указанные явления и гравитационные данные позволяют делать вывод о разуплотнении вещества мантии. В пределах глубоководных желобов, наоборот, остаточные гравитационные аномалии мантийного происхождения положительны, что указывает на уплотнение материала мантии. Можно предполагать, что некоторые глубоководные котловины в районе Индонезийского архипелага, заложившегося на континентальной коре, представляют собой впадины типа пелагогенных структур. Следует иметь в виду, что проблема образования окраинных морей очень сложная. Здесь существуют различные представления. Строение всех окраинных морей связывают с явлениями растяжения, процессами деструкции. При этом скорость растяжения определяется в 1 см/год (Д. Кариг). Помимо взглядов на относительную юность глубоководных котловин и вторичность их образований, которые разделяет и автор, существуют представления о реликтовой эпиокеанической их природе, или о их связи с раздвижением земной коры. Время образования окраинных морей показывает, что их развитие протекало независимо от островных дуг и желобов и они представляют особый тип структур.

Всю западную часть Тихого океана Д. Кариг рассматривает в прошлом как единое целое с континентом. В процессе развития островные дуги мигрировали в сторону океана, оставляя в тылу последовательно омолаживающиеся морские бассейны, ограниченные с материковой стороны остатками островных дуг. Другие же исследователи (С. Кэри) предполагают обратную направленность — островные дуги образуются при отступании континента. За последние 10 млн. лет, когда происходило разрастание окраинных морей, здесь осуществлялся процесс, обратный процессу кратонизации. Высказывались взгляды, что в западной части Тихого океана (между Японией и Марианскими островами) участки между островными дугами не только не воздымаются, а напротив, выступают как пояса развития спрединга, протекающего в краевых бассейнах и связанного с некоторыми подводными хребтами. Этот участок со всех сторон ограничен зонами субдукции, которые соответствуют СФЗ, как считают К. Кобаяши и Н. Исезаки.

Появилась тенденция объяснять формирование структурных элементов мантийным диапиризмом. С. Нагумо и Дж. Касахара такую гео-

Рис. 130. Геодинамическая схема островодужной системы южной части района Марианских островов, интерпретируемая как результат мантийного диапиризма. По С. Нагумо и Дж. Касахара

1 — желоб; *2* — гребень островодужного хребта; *3* — поднятие центральной части склона фундамента; *4* — разлом; *5* — поднятие хребта; *6* — океаническая литосфера

динамическую модель предложили для южной части района Марианских островов (рис. 130). Прогибание желоба по этой модели связывается с поднятием островной дуги. Большая концентрация напряжений вдоль краевого уступа, проходящего параллельно желобу, генерирует здесь высокую микросейсмичность. Дальше пошел В. Кребс, установивший связь между островодужными и горными системами, а также между глобальными вертикальными тектоническими движениями и горизонтальными перемещениями, которыми оперирует концепция тектоники плит. Он допускает поднятие астенолита и последующее его расползание под действием гравитации в горизонтальной плоскости, вызывающей многочисленные вторичные явления. Подкоровые астенолиты проявляют себя утонением и растяжением коры, высоким тепловым потоком, глубокофокусными землетрясениями, положительными гравитационными аномалиями, излияниями толеитовых базальтов мантийного происхождения, внедрением ультраосновных интрузий. Эти идеи нашли сторонников и в Европе (рис. 131).

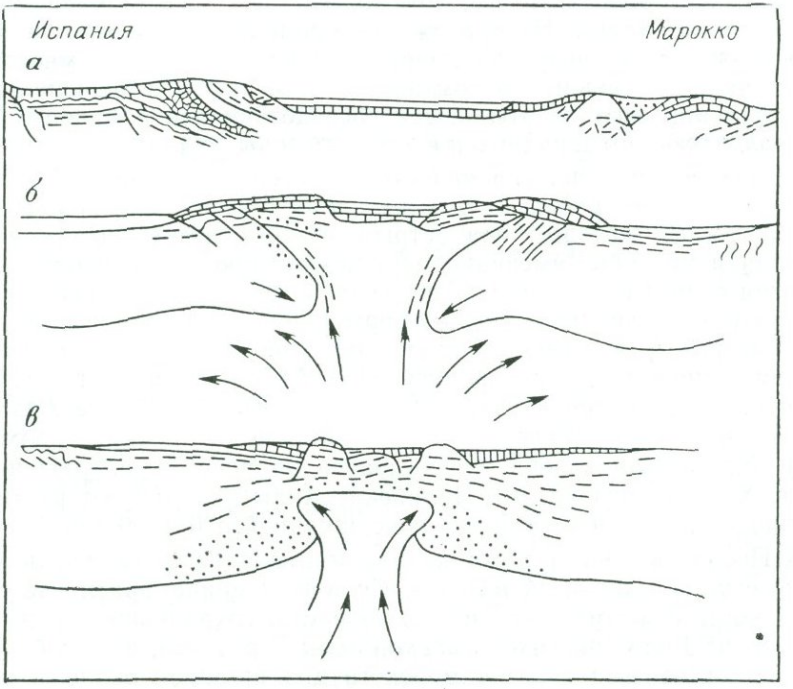


Рис. 131. Происхождение западной части Средиземноморья. По К. Оллиеру

а — современная эпоха; *б* — миоцен; *в* — поздняя юра

В пределах восточной части Тихого океана некоторые исследователи выделяют особый тип переходных зон, названный андийским. Особенностями этой зоны являются отсутствие островной дуги, которую заменяют Анды, и наличие глубокого Перуанско-Чилийского желоба. Последний имеет меридиональную ориентировку, максимальную глубину 8055 м и протяженность в 5900 км. Средняя ширина желоба определяется в 100 км. Толщина типично океанической коры под ним достигает 5—10 км. Геологическая история Анд — сложная и разная на различных ее отрезках. На севере (Колумбийско-Венесуэльские Анды) и крайнем юге (Южное Чили) Анды носят черты ортогеосинклинального развития. Строение среднего отрезка Анд имеет различные толкования. В палеозое здесь имела место нормальная ортогеосинклиналь, история развития которой заканчивается в карбоне, когда появлялись поднятия, продолжавшиеся и в пермо-триасе; во впадинах накапливались моласовые континентальные отложения. С позднего триаса проявился Андийский цикл, закончившийся в оксфорде, названный в 1975 г. М. Г. Ломизе геосинклинальной стадией. Здесь преобладали опускания, имели место морские условия.

В Андах выделяются две зоны — западная с интенсивным проявлением вулканизма, и восточная, примыкающая к Бразильскому плато, в пределах которой откладывались мелководные и континентальные осадочные толщи небольшой мощности. Сформировавшаяся структура имела север-северо-западное простирание. В последующую арауканскую фазу (на рубеже оксфорда и кимериджа) произошли сводово-глыбовые движения с образованием местных перерывов и угловых несогласий. Наступает геоантиклинальная стадия, по М. Г. Ломизе. Устанавливается континентальный режим, хотя на западе до конца мела существовали меловые заливы. На протяжении времени до палеогена появляются многочисленные интрузии диоритов и других пород и многочисленные излияния главным образом андезитовых лав. Наибольшая активизация вулканической деятельности сосредоточилась в зоне глубинного шва, разделяющего западную и восточную зоны Анд.

С конца миоцена проявляется орогенный режим. Происходит структурная перестройка. В это же время образовался Перуанско-Чилийский желоб, который под острым углом срезает неотектонические поднятия и прогибы, имеющие меридиональную ориентировку. С этим временем совпадает поднятие Анд, которое наиболее интенсивно начало проявляться с плиоцена, когда сформировалось второе по величине в мире нагорье Анд. Хребет Анд в этой зоне сочленения континента с океаном заменяет островную дугу. Под Андами выявляется СФЗ, наклоненная под континент. Предполагалось, что Чилийские Анды обусловлены надвигом Южной Америки по зоне субдукции, проходящей вдоль Чилийского желоба. Основываясь на полевых наблюдениях, в 1971 г. Х. Кац показал, что Чилийские Анды испытывают растяжение, охватившее начиная с миоцена пояс шириной 300—400 км.

К Перуанско-Чилийскому желобу примыкает участок океанического дна, имеющий эоценовый возраст. Судя по ширине фрагмента океанической коры мелового—эоценового возраста, сохранившегося на западной стороне Восточно-Тихоокеанской зоны спрединга, в желобе должен был бы поглотиться участок морского дна шириной около 7 тыс. км. Однако отсутствуют данные, говорящие о наращивании здесь континентальной окраины за счет аккреции океанической и материковой коры или причленения (надвигания) океанических осадков, что заставляет

сомневаться в предполагаемом механизме субдукции. Отрицал его и Ю. М. Шейнманн.

Колумбийский тип был выделен [6] для окраины Тихого океана, граничащей с Северной Америкой. Переходная зона этого типа на юге начинается у берегов Калифорнийского полуострова, протягивается к северу вплоть до южных районов Аляски, где заканчивается у Алеутского глубоководного желоба, протягивающегося вдоль Алеутской островной дуги и относящегося уже к описанному ранее типу сочленения. Особенность колумбийского типа сочленения — наличие протягивающейся вдоль окраины континента подвижной зоны, испытавшей в новейшее время орогенез в виде поднятий в обстановке глыбовых движений земной коры и локально проявляющийся рифтовый режим. С юга к Северной Америке подходит Восточно-Тихоокеанское поднятие, ось которого как бы «входит» в Калифорнийский залив, представляющий сложный грабен (рифт) на своде этого поднятия. Наличие многочисленных сбросов на дне залива обусловливает его сложный рельеф в виде котловин глубиной от 980 до 3700 м на крайнем юго-востоке залива. Через разлом Сан-Андреас и мыс Мендосино рифтовый пояс продолжается к северу от разлома Мендосино в направлении хребтов в Тихом океане — Горда, Хуан-де-Фука и Эксплорер, примыкающим к континентальному склону, кулисообразно смещенных друг относительно друга. В их пределах наблюдается уменьшение мощности земной коры и большая плотность теплового потока. На всем протяжении этой ветви отмечается сейсмическая активность. Другая ветвь рифтового пояса идет к Большому Бассейну и далее на Колумбийское плато. Рифт наложен здесь на мезозойскую складчатую зону, которая в мезозое и начале кайнозоя испытывала ортогеосинклинальный режим развития, сменившийся в начале неогена орогенным режимом. Большой Бассейн как структура растяжения образовалась в начале плиоцена—позднем миоцене. Глыбовые движения по вертикальным разрывам в орогенный этап в этом районе начались в олигоцене и миоцене. Современная же структура, связанная с обстановкой растяжения и состоящая из поднятых и опущенных блоков север-северо-западного простирания, относится к плиоцену и плейстоцену. Ширина рифтовой зоны здесь доходит до 600 км. Суммарная амплитуда растяжения составляет 70 км, т. е. порядка 10 % от ширины. Колумбийские платобазальты имеют миоценовый и более поздний возраст. Образование при этом валообразного вздутия земной коры вдоль Тихоокеанского побережья отразилось и на распределении глубин океана. Они постепенно увеличиваются с удалением от шельфа, что также является особенностью колумбийской переходной зоны, близкой в этом отношении к переходным зонам индо-атлантического типа. Излияние в эоцене андезитов в пределах Каскадных гор с внедрением гранитов и кварцевых диоритов, развитие вулканов в плиоцене и плейстоцене указывают на сохранившийся повышенный тепловой поток, начавший проявляться в эоцене. Таким образом, термические аномалии в этой переходной зоне проявились еще в палеогене, а рифтовая структура имеет миоценовый возраст, при этом повышенный тепловой поток рифтового пояса протягивается вдоль описываемой переходной зоны. Время образования Калифорнийского залива определяется по-разному. Он образовался тогда же, когда и рифт Большого Бассейна, т. е. в поздний миоцен—начало плиоцена [6, 52, 74].

Из сказанного следует, что среди структур переходных областей могут быть выделены рифтовые зоны. Они соответствуют третьему типу

рифтовых зон в классификации Е. Е. Милановского [33], выделяемых по характеру глубинного строения, куда относятся и межконтинентальные рифтовые зоны. Осевая часть рифта этого типа обладает корой, близкой к коре внутриокеанических рифтовых зон, ее периферические части имеют несколько утоненную и переработанную кору, а «плечи» сложены типичной континентальной корой. Данный тип рифтовых зон может закладываться как на платформах (рифты Аденский, Красноморский), так и в пределах молодой складчатой области (рифт Калифорнийского залива).

Характерные черты колумбийской переходной зоны от континента к океану: отсутствие СФЗ и глубоководного желоба, постепенное нарастание глубин океана за пределами шельфа и осложнение континентального склона окраинными плато-аваншельфами. Все это указывает на переплетение орогенного и рифтового режимов, отразившихся и на особенностях геофизического строения, которое выразилось в уменьшенных мощностях земной коры и температурных аномалиях. Колумбийский тип переходной зоны от континента к океану В. В. Белоусов называет промежуточным между индо-атлантическим и тихоокеанским типами.

Проблема современных геосинклиналей. По проблеме современных геосинклиналей нет единых взглядов, и она является остро дискуссионной. В чем ее сущность? Достаточно распространен взгляд, что после альпийского горообразования земная кора вступила в новую безгеосинклинальную эру истории Земли. Картину общего «склероза» земной коры, при котором не допускается существование геосинклиналей, в 1924 г. нарисовал А. А. Борисяк. Графически такую картину проиллюстрировали Н. С. Шатский, позже Н. И. Николаев, показавшие, что площадь геосинклинальных областей в течение геологических периодов уменьшается за счет нарастающих платформ (Н. С. Шатский) и развития в кайнозойский этап глыбовых и сводово-глыбовых областей орогенеза (Н. И. Николаев), представляющих новый структурный элемент земной коры. Отсутствие геосинклиналей в современную эпоху доказывают и другие исследователи [6 и др.]. Вместе с тем М. В. Муратов альпийскую складчатую зону считал, например, областью, не завершившей еще геосинклинального развития. Некоторые геологи склонны видеть современные геосинклинали в глубоких океанических впадинах (Э. Ог, А. Н. Мазарович, Л. Кобер и др.) и даже целые океаны (например, Атлантический) принимают за геосинклинали (А. Д. Архангельский, А. В. Пейве, Л. П. Зоненшайн и др.). Как видно, диапазон разных представлений очень велик.

Сторонники существования современных геосинклинальных систем (К. В. Боголепов, Б. М. Чиков и др.), которые они видят в островных дугах и сопряженных с ними глубоководных желобах и прогибах, как и А. Д. Архангельский в 1941 г. формулируют основные критерии их выделения. Таковыми являются: 1) контрастность структурных форм, как выраженных в рельефе, так и завуалированных седиментацией, компенсирующей погружение; 2) мозаично-полосовое размещение структурных форм, обусловленных тектонической раздробленностью земной коры системами разломов; 3) сходство современных геосинклинальных формаций с формациями древних — «ископаемых» геосинклиналей (по их первичным признакам). Таковыми являются турбидидные, рифтовые, вулканогенно-кремнистые формации, андезито-базальтовые магматические формации и др.; 4) структурное взаимоотношение (взаимопереходы в пространстве, особенно по простиранию) с геосинклиналями

альпийского и кайнозойского возраста, преобразованными в складчатые сооружения. К перечисленным критериям добавляют: мозаичность распространения промежуточных типов земной коры, высокую сейсмичность, активный вулканизм, контрастные изменения теплового потока и др. В соответствии с этим выделяют и типы геоструктур разных рангов.

Исторически сложилось так, что в учении о геосинклиналях недостаточно принимаются во внимание факты, указывающие на необратимое развитие земной коры. Каждая геологическая эпоха имела свои специфические черты, отличалась средой, характером геологических процессов, преобладающими типами тектонических движений и структурных форм. Вместе с тем направленное развитие в геологической истории земной коры с количественными изменениями ряда признаков, с появлением новых качественных изменений не нашло отражения в понятии геосинклинали, которым оперируют геологи. Это понятие, установленное во второй половине прошлого века на примере палеозойских геосинклиналей (Дж. Голл, Д. Дэна), позже стало распространяться на мезозойские и кайнозойские (Э. Ог) — на ранние стадии развития Земли (пангеосинклинали) и на новейший этап тектонической жизни земной коры (современные геосинклинали).

Понятие геосинклиналь — научная абстракция. Вместе с тем это понятие историко-геологическое. Поэтому, как уже отмечалось автором в 1954 и в 1984 гг., законы диалектического развития должны были бы быть применены не только к познанию объектов изучения, но и к самим понятиям. Последние должны строго отражать изменяющуюся в геологическом времени обстановку, иначе они не могут дать верного отражения действительности. В этих условиях необходимо было бы использовать не один, а несколько терминов, которые отразили бы необратимо изменяющуюся структуру в развитии земной коры. Так как этого нет и в настоящее время термин геосинклиналь используется достаточно широко, то необходимо разъяснение объема понятия, которое в него вкладывается.

Геосинклинальная теория предполагает возникновение и развитие в земной коре и верхней мантии определенного тектонического-геосинклинального процесса, характеризующегося исключительно высокой энергетикой (тепловой, механической). Геосинклинальный процесс обусловливает возникновение в земной коре протяженных зон, характеризующихся высокой тектонической подвижностью, контрастностью тектонических движений, что находит выражение в перемежаемости глубоких прогибов, впадин и горных поднятий; контрастностью геодинамических напряжений, проницаемостью, активностью магматических проявлений, накоплением мощных толщ отложений специфических формаций и их интенсивной деформацией. Конечный результат геосинклинального процесса сводится к формированию складчатых областей всех выделяемых складчатых поясов, строго локализованных в пространстве и ограниченных во времени, образующих альпиды, мезозоиды, варисциды и более древние складчатые пояса. На протяжении геосинклинального процесса выделяют стадии развития, которые фиксируются в образующихся структурных формах. По словам Ю. М. Шейнманна, геосинклиналь — это прежде всего структура, но существующая лишь в определенное время и затем исчезающая. В пространстве геосинклинальный процесс протекает неравномерно и поэтому структурные формы разных стадий сосуществуют. Геосинклинальный процесс выражается последовательной сменой общего начального дифференцированного

прогибания, накоплением мощных толщ горных пород, затем инверсией, смятием и сменой погружений общими поднятиями, после чего в ряде случаев наступает платформенный или (и) орогенный режим.

Надо заметить, что с попытками применения новой глобальной концепции тектоники плит в области историко-геологических реконструкций произошли значительные изменения понятия геосинклинали, в которое начали вкладывать новое содержание. Изменилось представление и о стадиях развития геосинклиналей, среди которых различают: 1) океаническую, знаменующую начало геосинклинального процесса, в формационном выражении ей отвечают спилито-базальтовые (с осадочными породами) толщи; 2) переходную стадию, во время которой разыгрываются основные события геосинклинального процесса и которая характеризуется переходным типом земной коры, подобным коре островных дуг и краевых морей; 3) континентальную, завершающую стадию с континентальным типом строения земной коры и характеризующуюся продолжающимся с предыдущей стадии тектоническим сжатием складчатых систем. Нередко оно разрешается в форме их складчато-глыбовых деформаций, горообразованием, гранитным магматизмом на поднятиях, формированием краевых прогибов и межгорных понижений, с накоплением моласс и наземных вулканитов андезитового, дацитового и липаритового состава. Это стадия завершения геосинклинального процесса, иногда выделяющаяся в самостоятельный орогенный этап развития. Три перечисленные стадии геосинклинального процесса сменяют одна другую не только во времени, но и латерально.

Таким образом, термин геосинклиналь получает совершенно новый объем (А. А. Моссаковский, В. Е. Хаин и др.). У некоторых же исследователей он превратился в синоним понятия «океан», с чем невозможно согласиться. Так, например, срединно-океанические рифтовые зоны океанов стали отождествляться с ранними стадиями развития островных дуг и геоантиклинальных поднятий (Л. П. Зоненшайн), а современные глубоководные осадки ложа океана — с комплексом пород, слагающих геосинклинальные прогибы древних складчатых систем (А. В. Пейве). На неправильность таких представлений было указано в 1984 г. А. Л. Яншиным и Н. И. Николаевым. Независимо от принимаемых тектонических гипотез сущность геосинклинального процесса в настоящее время состоит в механизме последовательного формирования земной коры континентального типа.

Поскольку в силу неравномерности проявления геосинклинального процесса в земной коре фиксируются разные стадии развития, могут быть выделены и присущие им структурные единицы, хорошо выраженные в рельефе литосферы. Напомню, что Н. С. Шатский различал два понятия: геосинклинальная область, которая рассматривалась им в рамках определенного этапа проявления геосинклинального процесса, и складчатая область, образующаяся на месте геосинклинальной области в результате складчатых преобразований толщ геосинклинальных отложений. Геосинклинали начальных стадий развития часто выделяют под названием современных геосинклиналей и очень часто сущность этого вопроса подменяется «проблемой островных дуг», или проблемой «зон перехода от континента к океану» с выявлением типов сочленения континентального и океанического секторов земной коры. При этом геосинклинальные зоны земной коры понимаются как длительно развивающиеся, динамичные тектонические пояса, находящиеся на разных стадиях. В последнее время понятие «современные геосинклинали» Ю. М. Пущаровский, К. В. Боголепов, Б. М. Чиков, В. Е. Хаин и др.

предлагают значительно ограничить и сохранить его только за периокеаническими подвижными зонами, в которых, по мнению этих исследователей, происходит преобразование земной коры главным образом из океанической в континентальную.

Область активного типа сочленения континентов и океана, характеризующаяся наибольшей степенью дифференциации морфоструктур переходных зон, исходя из сформулированных выше критериев, вполне логично рассматривать как современную геосинклинальную систему. Таких представлений придерживался и автор данной книги. Они нашли отражение и в составлявшихся ранее картах неотектоники. Активность таких зон, считающихся современной геосинклиналью, охарактеризована выше. Под ней обычно понимают определенный набор новейших структурных элементов, которые выделяются на картах новейшей тектоники. Обычно островные дуги этой зоны отождествляют с геоантиклинальными поднятиями, глубоководные желоба — с геосинклинальными трогами, глубоководные впадины окраинных морей — с геосинклинальными прогибами и котловинами. В приведенном перечне структурных форм выделение современных геосинклиналей является условным.

Как было показано выше, впадины окраинных морей имеют различный возраст (от позднего мела до плиоцена). Время их образования не связано со стадиями развития островных дуг. В новейший этап установлено, что островные дуги, имеющие сводово-блоковое строение, по простиранию переходят в континентальные зоны орогенных поднятий также сводово-блокового строения, а смежные с ними глубоководные желоба — в передовые прогибы на континентальной коре. Эти структуры переживают не геосинклинальный, а орогенный режим. Структурные единицы, выделяемые как современные геосинклинали, оказались неодинаковыми по направленности развития земной коры, различными по геологической истории и случайными по сочетанию. Именно этим определяется разное понимание современных геосинклиналей, объединяющих структурные элементы, в которых преобладают процессы не только аккреции, но и деструкции. Последние охватывают значительные части переходных зон, определяя тенденцию преобразования земной коры от континентальной к океанической, а не наоборот, как обычно считают. При решении вопроса о выделении современных геосинклиналей Ю. М. Пущаровский, К. А. Боголепов и другие исследователи предлагают распространить это понятие на периокеанические подвижные зоны, что представляется нам неправомерным. К современным геосинклиналям неактивного типа некоторые исследователи (К. А. Боголепов, Б. М. Чиков, Ю. М. Пущаровский, К. Дрейк, Р. Дитц, Дж. Дьюи, Д. Берд и др.) относят слабо выраженные в рельефе прогнутые зоны субконтинентальной или субокеанической коры в пределах Индо-Атлантической зоны сочленения континентов и океанов (см. рис. 117, вкладка).

Наряду с указанным толкованием переходных зон имеют место и иные представления. Так, например, Б. А. Петрушевский в 1964 г. Курильскую островную дугу и параллельный ей глубоководный Курило-Камчатский желоб рассматривал как своеобразное негеосинклинальное сооружение, образовавшееся по глубинным разломам на окраине океанической зоны. В 1960 г. В. В. Белоусов и Е. М. Рудич островные дуги западной части Тихого океана рассматривали как участки древних складчатых систем, сохранившихся от продвигающегося в глубь континента фронта «базификации», рисуя тем самым совершенно иное направление развития океанической и континентальной коры. М. В. Мура-

тов рассматривал район Полинезии как начальную стадию развития геосинклинальных структур (стадию, предшествующую образованию типичных островных дуг). Однако в 1963 г. Н. П. Херасков считал их скорее океаническими гомологами орогенных поясов континентов. Он рассматривал островные дуги как выступы складчатого фундамента, отождествляя их с областями орогенеза. Такая же точка зрения обосновывается В. В. Белоусовым и автором.

Итак, мы затрудняемся выделить участки земной коры, которые в настоящее время характеризовались бы геосинклинальным эндогенным режимом. Зоны перехода от континента к океану разного типа запечатлели различные стадии развития геосинклиналей, заложившихся с начала мезозоя. В новейший этап — это области с полиэндогенным режимом, в которых проявляются процессы и аккреции, и деструкции. Используемое нами понятие геосинклиналь — историко-геологическое. Поэтому методологически неправильно применять этот термин для современной эпохи и выделять «современные геосинклинали». Очевидно, не все историко-геологические понятия возможно переносить на новейший этап. И не все закономерности, устанавливаемые в неотектонике, безоговорочно можно переносить на геологическое прошлое. Сравнительный метод и метод актуализма, учитывая направленное развитие земной коры, по-видимому, имеют какие-то пределы применения. Таким образом, рассматриваемая проблема остается пока дискуссионной.

КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ, ГЕОДИНАМИКА ИХ ОБРАЗОВАНИЯ В ТЕКТОНИЧЕСКИ ПАССИВНЫХ И АКТИВНЫХ ОБЛАСТЯХ

Генезис кольцевых структурных форм. Развитие дистанционных методов геологических исследований, широкое использование космических снимков позволили установить большую роль в строении земной коры разнообразных кольцевых структур разного генезиса, размеров и глубины заложения. В их выявлении решающую роль играют косвенные признаки, отражающие взаимосвязь геоструктурных элементов с деталями ландшафта (гидросетью, обводненностью, характером растительности, строением рельефа и др.), а также совпадение этих признаков с особенностями распределения геофизических полей, данными геологических и разнообразных геоморфологических исследований. Общепризнано представление, что во многих случаях эти структурные формы отражают неотектонические движения и прямо или косвенно выявляют новейшие тектонические структуры.

Кольцевые образования для всех территорий рассматриваются как один из существенных элементов строения земной коры, имеющий самостоятельное значение. Наиболее четко дешифрируются кольцевые структуры небольших размеров, иногда более крупные. В настоящее время кольцевые структуры устанавливаются на всех континентах и в акваториях морей и океанов. Можно видеть, особенно у некоторых зарубежных авторов, увлечение изображением этих форм на схемах, которые представляют сложную систему колец и овалов разных диаметров, накладывающихся друг на друга. Картина еще более усложняется, когда на них наносят линеаментную сетку, также выявляющуюся дешифрированием космоснимков.

Обращает на себя внимание большое развитие таких тектонических схем, составленных разными авторами для одного и того же района. Вместе с тем все авторы используют как будто бы одни и те же дешифровочные признаки (фототон, структура, фотоизображение, наибо-

лее информативные геоиндикаторы и др.). Интерпретация выявляемых на космоснимках линий и колец как разрывных нарушений или зон трещиноватости основывается на сравнении таких участков с материалами, получаемыми разными методами на Земле: с геофизическими полями, рельефом и геологическим строением, выявленными амплитудами перемещений границ или по кровле фундамента, или в платформенном чехле при существенных изменениях вещественного состава пород. Разные выводы исследователей, рассматривающих материал по одному и тому же району, объясняются еще недостаточно разработанной методикой анализа космических снимков и неоднозначным пониманием разных дешифровочных признаков. Все сказанное заставляет считать многочисленные предложенные схемы расположения линеаментов и кольцевых структур, построенных по космическим снимкам, как предварительные.

Кольцевые, реже овальных очертаний образования получили общее название «морфоструктур центрального типа». Это изометрические геологические образования, возникшие за счет разрядки геодинамических напряжений из отдельных энергогенерирующих центров (очагов). Представлены они наиболее часто зонами разломов и трещиноватости, имеющими в проекции земной поверхности радиально-концентрическое распределение. Разломы дуговой формы обрисовывают прерывистыми или непрерывными дугами такие центрально-симметричные структуры земной коры и имеют различное выражение в рельефе. Помимо кольцевых выделяются спиральные структуры с диаметром до 180 км и количеством оборотов от двух до четырех, закручивающиеся как по часовой стрелке так и против. К их центрам приурочены массивы ультраосновных и основных пород, интенсивные положительные магнитные и гравитационные аномалии, повышенный тепловой поток; к концам («хвостам») структур — проявление кислого магматизма, положительные магнитные аномалии. Как терминология, так и классификация этих образований пока мало разработаны. Их называют кольцевыми, круговыми, ареальными структурами, концентрами, кольцеаментами. Все эти формы отражают следы геологических процессов, происходивших на ограниченном пространстве, и часто радиус их рассматривается как функция глубины заложения. Поэтому для таких исследователей, как И. И. Башилова, В. А. Буш, М. З. Глуховской, Г. В. Махин, А. А. Ставцев, диаметр структур является основным признаком классификации, с которым связываются и генетические характеристики. В 1980 г. они предложили выделять среди кольцевых объектов следующие.

1. Мегаструктуры с диаметром от 300 до 500 км, наиболее изученные в глубоко эродированных областях древних щитов (Алданский щит и др.). Кольцевое строение подчеркивается простиранием структур и кристаллизационной сланцеватостью раннеархейских метаморфических образований. Характерен незначительный подъем границ М и Конрада (на 2—5 км выше среднего уровня для региона). Наследуют они дуговые концентрические разломы, которые заложились, как считают О. И. Салоп, Е. В. Павловский и др., на самой ранней лунной и нуклеарной стадии развития земной коры в условиях отсутствия или слабого проявления полей горизонтальных напряжений. Тогда это были главнейшие структурные элементы. Позже, в неогее кольцевые системы получили развитие преимущественно в жестких консолидированных блоках. Степень активности мегаструктур в геологической истории постепенно затухала. Движения по разломам в меньшей степени проявлялись

в протерозое и незначительно в фанерозое. Некоторые из них унаследованно развиваются и в неотектонический этап.

2. Макроструктуры с диаметром от 50—70 до 200 км. В докембрийских щитах (Украинский щит) совпадают с крупными гранито-гнейсовыми куполами. На платформах связаны с системами разломов, оконтуривающих поднятия фундамента. Ряд из них «живет» и в новейшее время.

3. Мезоструктуры с диаметром от 20 до 50—70 км фиксируют центры гранитизации. Во всех случаях являются поверхностным выражением глубинных магматических очагов. В осадочном чехле эти формы нередко отражают контуры депрессий и сводовых поднятий крупных солянокупольных структур. Как мы видели, многие из них испытывают современные движения.

4. Микроструктуры объединяют генетически разнородные образования с диаметром менее 10 км (интрузивные субвулканические куполы, вулканические сооружения, брахискладки в породах платформенного чехла, соляные куполы, диапиры и пр.).

По этому же принципу построена классификация, разработанная в 1976—1980 гг. О. М. Борисовым и А. К. Глухом. Они предложили несколько иную систематизацию структур: по размерам, по степени увеличения их диаметра на один порядок, выделили криптоструктурные образования с диаметром 1—10 м, инфраструктуры — 10—100 м, микроструктуры — 100—1000 м, мезоструктуры — 1—10 км, макроструктуры — 10—100 км, суперструктуры — 100—1000 км, мегаструктуры — 1000—10 000 км и трансструктуры — более 10 000 км. На космических снимках выявляются кольцевые образования, начиная с ранга мезоструктур, наиболее четко — макроструктуры и суперструктуры.

Позже (в 1982 г.) А. Е. Михайлов отметил, что рисунок элементов рельефа, цвет, фототон и другие детали изображения на аэро- и космофотоснимках позволяют разделить кольцевые структуры по их диаметру на две группы: до 90 км, большинство из которых имеют вулкано-плутоническое и инверсионно-гравитационное происхождение, и более 90 км, происхождение которых пока еще недостаточно ясно. Условность таких классификаций вполне очевидна. Кольцевые формы разного диаметра могут быть близкого генезиса. Следует иметь в виду, что некоторые авторы выделяют мегаструктуры большего диаметра, продуцирующиеся, по мнению В. В. Соловьева, астеносферой и получившие название «астеноконы», и более глубокие корневые, мантийные, названные «геоконами».

Предложены и другие принципы классификации. Так, А. Д. Щеглов, В. Н. Брюханов, В. А. Буш и др. в 1980 г. предложили разделять эти структуры на: 1) эндогенного происхождения, которые включают структуры пликативного генезиса (связанные с осадочным чехлом плит), дизъюнктивного, инъективного генезиса и т. п.; 2) экзогенные в виде астроблем; 3) неясного генезиса, к которым относится большинство форм. В таком виде классификация получилась слишком обобщенной. Другие разделения кольцевых образований можно найти в работе [25]. Нам важно подчеркнуть, что все перечисленные кольцевые структурные формы находят отражение в современных морфоструктурах земной поверхности, несут следы проявлений новейшей подвижности, или целиком сформировались в новейший этап развития.

Пожалуй, наиболее полную генетическую классификацию в 1981 г. дали Е. С. Кутейников и Н. С. Кутейникова. Они отмечают, что до настоящего времени еще бытует поверхностный подход к изучению коль-

цевых структур, которые проявляются в ландшафте и разнообразны по происхождению и возрасту. Геометрия структур литосферы не всегда такова, что при пересечении с дневной поверхностью они дают округлые очертания. Надо добавить, что ряд исследователей склонны считать, что кольцевые структуры представляют собой многоугольники, ограниченные планетарными разрывами, и их «многоугольность», более проявленная в породах кристаллического основания, сглаживается в структурах покрова. Космические снимки высокой генерализации дают такие обобщенные контуры в ландшафте, понять которые можно только путем изучения этих структур на Земле.

Все многообразие кольцевых структур целесообразно разделить на три группы в соответствии с их генезисом.

I — экзогенные, включающие: а) аккумулятивные — грядово-мочажинные, рифовые, аллювиальные, ледниковые, криогенные, эоловые; б) денудационные: останцовые, оползневые, ледниковые; в) просадочные: термокарстовые, суффозионные, карстовые.

II — космогенные: а) ударно-взрывные, метеоритные кратеры.

III — эндогенные: а) вулканические — вулканические конусы, экструзии, маары, кальдеры; б) плутонические — интрузивные купола, кольцевые и конические дайки, лакколиты и лополиты, штоки и трубки взрыва; в) вулкано-тектонические — вулкано-тектонические депрессии; г) тектонические складчатые — диапировые, плавные; д) тектонические блоковые — циркульные глыбы, структурные блоки; е) тектонические складчато-блоковые — континентальные, океанические, мантийные.

Как видно, наибольшее количество кольцевых структур Е. С. Кутейников и Н. С. Кутейникова связывают с эндогенными процессами. Такие структуры играют существенную роль в строении литосферы и многие из них определяют морфологию поверхности Земли, контролируют размещение многих видов рудных полезных ископаемых. Ряд этих структур являются погребенными, перекрытыми чехлом осадочных пород. Над ними формируются кольцевые или полукольцевые аномалии в ландшафте. Некоторые кольцевые структуры являются полигенными. Таким образом, кольцевые контуры на поверхности Земли являются проявлением в ландшафте разнообразных структур литосферы разного генезиса, взаимоотношений с линеаментами и планетарными разрывами.

Наиболее загадочными по происхождению являются кольцевые структуры тектонического происхождения. По отношению к ним высказаны самые разнообразные предположения. Их связывают с выдавливанием пластических масс мантии из астеносферного слоя в земную кору; с «горячими точками», расположенных на глубине энергетических центров. Встречающиеся спирального типа структуры объясняют турбулентным характером перемещения в их пределах эндогенного вещества, особенностями гранитизации в условиях различных тектонических напряжений в блоках гранитизированных и негранитизированных пород, связывают с точечными (очаговыми) участками тектонических напряжений сжатия или растяжения (вызывающими перемещения вещества и от центра которых к периферии обнаруживаются волновые угасания очагового напряжения), возникновением очагов преобразования вещества в этапы тектонической активизации на разных уровнях верхней мантии и земной коры (повышение при этом температуры, разуплотнение вещества и увеличение объема приводят к образованию сколовых напряжений, радиальных разломов и к сводовому поднятию с последующим проседанием кровли). Высказано мнение, что большие кольцевые обра-

зования (с поперечником в сотни километров) могут отражать контуры разуплотненного разогретого подкорового мантийного вещества, способного образовывать огромные скопления и перемещаться вверх, приподнимая при этом поверхность М.

Кольцевые структуры, их фрагменты, находящие отражение в неотектонике, представляют и большой практический интерес, так как к ним приурочены различные полезные ископаемые. С кольцевыми структурами определенного генезиса, размера, структурного положения и соотношения с секущими их линейными структурами нередко связываются благоприятные условия для более интенсивного процесса массо- и теплопереноса и формирования рудных объектов. Возникающие при этом рудные узлы, зоны и пояса могут быть в той или иной мере автономными по отношению к структурам верхних частей земной коры. Нередко с кольцевыми структурами оказываются связанными крупные и уникальные месторождения полезных ископаемых — молибденовые, медные, многие карбонатитовые, апатитовые и др. С этими же структурами связаны нефтяные, газовые и другие месторождения [25].

Особенности выражения кольцевых структурных форм в неотектонике. В различных частях Восточно-Европейской платформы на космоснимках выявляется связь кольцевых контуров с тектоническими структурами. Как правило, им соответствуют приподнятые блоки фундамента и осадочного чехла. Отражение кольцевых структур на космических снимках большинство исследователей связывает с их неотектонической активностью (Я. Г. Кац, Н. В. Короновский, А. Г. Рябухин и др.). В этом отношении большой интерес представляют структуры, связанные с гранитными куполами, обнаруженными Л. Т. Шевыревым на юго-востоке Воронежского кристаллического массива на границе древней жесткой глыбы (Россошанский срединный массив) с более молодыми протерозойскими образованиями, перекрытыми маломощным осадочным чехлом. Часть куполов объединяется в единую структуру — Павловский неотектонический вал, сложенный гранитоидами Воронежского кристаллического массива, выходящими на дневную поверхность. Все выходы гранитов приурочены к центральным частям кольцевых структур диаметром более 5 км. Анализ одного из куполов показал (по анализу систем трещиноватости в гранитах и вмещающих их породах), что под влиянием сил сжатия развитие происходило длительно в несколько фаз (в девонское, послетуронское и позднеплейстоценовое время). Фазы активности сменялись фазами относительного тектонического покоя, к отдельным моментам которых были приурочены трансгрессии. В фазе роста граниты протыкали осадочные образования. Позднеплейстоценовая активность отразилась на составе озерно-аллювиальных микулинских отложений, образований в них пологих складок, разрывов.

Анализ космических снимков позволил в различных частях Восточно-Европейской платформы, Западно-Сибирской, Туранской и Скифской плит, а также в пределах Сибирской платформы установить большое количество кольцевых структур различных размеров [25]. Они имеют различный генезис, объединены с соляными куполами и межкупольными депрессиями, положительными и отрицательными брахискладками. Структуры диаметром в 100—200 км, иногда овальной формы, тесно связаны с региональными разломами субширотного заложения, расположенными на равном расстоянии друг от друга (200 км) и практически параллельными (Прикаспийская впадина). Приуроченность кольцевых структур к флексурным зонам и разломам позволяет связывать

их образование с процессами, происходящими в наиболее напряженных участках фундамента и подсолевых отложений. Генезис их остается неясным.

Многие кольцевые структуры разных диаметров выявляются и геофизическими методами. Они установлены для Западно-Сибирской молодой плиты по данным гравиметрических и других исследований. Размеры кольцевых структур имеют в диаметре 20—600 км. Они подчеркиваются радиально-концентрическим рисунком гидросети. Большинство их (по Б. Я. Пономареву) в современном рельефе представлено как положительные морфоструктуры, часть — как отрицательные, некоторые вообще не выражены. По возрасту это долгоживущие геологические объекты, заложившиеся в разные этапы тектонической активизации и продолжающие развиваться в неотектонический этап, вплоть до современной эпохи. Наиболее многочисленны кольцевые структуры с диаметром в 80—90 км. Они имеют, по Г. И. Мартыновой, положительный знак аномалий в центральной зоне и обладают лакколитообразным центральным телом повышенной плотности. Поверхность нарушений, ограничивающих тело, наклонена к центру структуры. При этом в фундаменте обнаруживаются локальная впадина и понижение рельефа земной поверхности, указывающие на новейшие движения. Структуры с отрицательным знаком гравитационного поля в центральной зоне характеризуются приподнятой поверхностью фундамента и современного рельефа. В обоих случаях глубинность нарушений, выделяющих центральное тело, превышает таковую периферийных, ограничивающих всю кольцевую структуру. Предполагают, что цирки больших диаметров (переработанные магматическими внедрениями, линейными разломами и пр.) относятся к древнейшим и активнейшим периодам развития планеты. Более мелкие формировались на более поздних стадиях с ослаблением энергетического потенциала и возрастающей консолидацией литосферы. Они образовались, когда уже существовали деформации в виде больших структур, особенно на пересечениях дуговых форм с наиболее ярко выраженными нарушениями планетарной сети разломов. Отражение и тех, и других в формах современного рельефа свидетельствует об их продолжающемся унаследованном развитии.

В пределах Восточно-Европейской платформы кольцевые и полукольцевые аномальные зоны ограничивают впадину Рижского залива, Выборгский массив рапакиви, серии структур, отчасти совпадающих пространственно с впадинами Ладожского и Онежского озер (Онежская мульда), выступ фундамента в районе Мезени, в пределах Волго-Камского мегаблока и др. Два кольца диаметром около 400 км выделяются на западе Украинского щита. Им соответствуют приподнятые блоки коры, эрозионный срез которых на 3—6 км больше, чем на соседних участках (по данным О. Б. Гинтова и др.). Большинство этих структур находит отражение в морфоструктурах, ориентировке гидрографической сети и так или иначе связано с неотектоникой.

В пределах Сибирской платформы обнаруживается тесная пространственная связь мелких и средних кольцевых структур с линеаментными зонами, выявляемыми по космоснимкам. Кольцевые структуры интерпретируются как формы отражения глубинных магматических очагов в ландшафте земной поверхности. Более мелкие структуры (до 30 км в диаметре) располагаются в пределах земной коры, более крупные — преимущественно в верхней мантии. Обнаружено большое количество кольцевых структур малого и среднего размеров, соответствующих центрам проявления траппового магматизма. Четкость их прояв-

ления в настоящее время зависит от степени неотектонической активизации.

Среди кольцевых структур всех порядков по выражению их в рельефе выделяются положительные и отрицательные формы. Первые образуют хребты, гряды, отдельные возвышенности. Среди вторых преобладают понижения, широкие долины, межгорные депрессии, отдельные мелкие возвышенности. Сравнение кольцевых структур и их геоморфологических особенностей, выявленных разными методами, свидетельствует, что совпадений в расположении структур и форм рельефа нет: кольца секут различные элементы рельефа и территория внутри кольца имеет различную морфологию. Контуры рельефа предопределены в основном границами новейших блоков. В современных макроформах рельефа (изогнутых долинах, депрессиях, хребтах и пр.) отражается морфология более древних реликтовых структур, вплоть до первичных нуклеарных, тектономагматических или вулкано-плутонических, которые обновлены новейшими тектоническими движениями и в разной степени эродированы.

Такие формы описаны в пределах главным образом древних щитов и в примыкающих к ним эпиплатформенных горах. В результате дешифрирования телевизионных и космических снимков они выявлены в пределах Алданского щита и Становой области. Концентрически-кольцевые структуры, выделяющиеся в пределах Алданского щита, по данным М. З. Глуховского, имеют диаметр 200—500, 100, 75, 50, 25—30 км. Они связаны с первичной базальтовой корой, возникшей на ранних стадиях развития Земли за счет частичного плавления вещества верхней мантии и базальтоидного вулканизма. Вертикальные перемещения цилиндрических блоков по системам дуговых и кольцевых разломов привели не только к конформной ориентировке линейно-плоскостных элементов в метаморфизованных образованиях базальтового основания, но и к созданию концентрически-кольцевых систем складок в перекрывающих образованиях.

Особенностями концентрически кольцевых структур и зон линейно-полосчатых структур, получивших название «мегакливажа», являются: 1) длительность и унаследованность их развития и высокая магматическая проницаемость; 2) «законсервированность» их морфологии, которая сохранилась, несмотря на вещественные преобразования пород рамы, перестройку структурного плана метаморфических комплексов и влияние других тектонических процессов; 3) скрытый характер их проявления и возможность обнаружения только по космической информации при естественной генерализации изображения геолого-структурных элементов: мелкие детали геологического строения пропадают, а основные структуры выявляются; 4) фрагментарная выраженность в рельефе, указывающая на чрезвычайно большую длительность их заложения и существования.

В пределах древнего Балтийского щита по данным телевизионных снимков и радиолокационной съемки В. Г. Можаевой и др. также выявляются кольцевые структуры. Одна из них диаметром около 400 км находится в средней части Карелии и на территории Финляндии. Она не является непосредственным отражением геологического тела или элемента рельефа, имеет сложную природу и древнее заложение, с более поздним обновлением тектонических движений по древним разломам. Это привело к проявлению блоковых движений, перекосам поверхности выравнивания (предположительно палеогенового возраста) и, в конечном итоге, к отчетливому выражению структуры в ландшафте.

Помимо таких древнейших реликтовых форм, в различных областях выделяются структуры, время заложения которых определяется не столь четко.

В современном рельефе Алтае-Саянской горной области помимо хорошо выявленных линейных структурных элементов северо-западного простирания, унаследованных от позднепалеозойского этапа развития, Е. Н. Сапожниковой отмечаются крупнейшие (свыше 200 км) кольцевые и дуговые элементы структурного плана территории. Их границы совпадают с границами фаций и структурно-фациальных зон древнейших этапов развития земной коры. Здесь же выявляются и более мелкие кольцевые структуры в поперечнике до 100 км. Установлено, что они имеют магматическую природу, так как их контуры хорошо совпадают с палеозойскими магматическими образованиями. Возраст заложения кольцевых структур в таком случае определяется возрастом соответствующих им магматических образований.

Анализ рельефа этой территории позволил сделать вывод, что несмотря на его существенные перестройки в геологическом прошлом, приводившие к полному уничтожению древних структур на этапе длительного выравнивания (мел—палеоген), и в процессе формирования различных структурных этажей в современном рельефе унаследованно отражается структурный план самых древнейших образований, закладывавшихся на границе рифея и палеозоя. Все это позволило Е. Н. Сапожниковой говорить о рифейско-кембрийском возрасте заложения некоторых структурных форм современного рельефа.

Формы рельефа «центрального типа» во многих случаях лишь частично совпадают с современными геоморфологическими элементами. Они подчеркиваются долинами разнопорядковых водотоков и местами водоразделами. Например, четко прослеживающаяся на Северо-Востоке СССР Большеанюйская мегакольцевая структура (с диаметром до 200 км), к периферической зоне которой приурочен дугообразный пояс гипербазитовых тел (пермо-триасовые перидотиты, дуниты и пироксениты), выделяется также системой концентрических трещин, в современном рельефе освоенных реками Ангаркой, Баимкой, Монни и др. Некоторые из них, по данным В. Н. Орлянкина, на десятки километров заполнены позднечетвертичными базальтами трещинного излияния. Древние элементы структуры описываемого типа устанавливаются по гетерогенным геоморфологическим признакам, так как часто оказываются интенсивно раздробленными разломами и частично уничтоженными. Реконструкция их дает отдельные сегменты, дуги.

Особенно большое количество кольцевых структур выявлено в пределах Северо-Востока СССР. Среди них по размерам выделяют несколько типов, но все они имеют молодой мезозой-кайнозойский возраст. Кольцевые вулкано-тектонические структуры размером 60—80 км часто расположены линейно, будучи связанными с глубинными разломами. Это или интрузивно-купольные образования, или палеокальдеры, связанные с верхнемеловым базальтовым магматизмом. Они локализуются в Охотской, Пенжинско-Чукотской и Колымской областях, где выявлено свыше 100 таких вулкано-тектонических структур.

Структуры размером 40—60 км распространены главным образом в пределах горных стран мезозоид. Они связаны с дугообразной системой даек позднеюрского возраста и системой трещиноватости. Предполагают крутую куполовидную форму глубинных диапиров. В современном рельефе краевые зоны представляют собой пологие валообразные поднятия, а к центру вершинная поверхность плавно понижается

на 300—500 м. Эти вулкано-тектонические структуры относятся к типу кальдер. В пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса распространены структуры размером 25—40 км. Возраст их позднеюрский—меловой. Они выражены в рельефе благодаря препарировке процессами денудации их ядер в виде интрузивных, субвулканических массивов и экструзивных куполов. Иногда выявляется наложение двух и более кольцевых структур. Наибольшее количество локальных и кольцевых структур (свыше 1000) размерами 10—20 км на Северо-Востоке СССР распространены в области неотектонических поднятий. Концентрические трещины в ряде случаев подчеркиваются дугообразными системами даек. Центры структур часто совпадают с центрами брахиантиклинальных складок и фиксируются ореолом контактового метаморфизма. Часто встречаются полукупола, обрезанные разломами. Более мелкие вулкано-тектонические структуры диаметром 4—8 км выявляются в узлах виргации складок и на пересечениях протяженных разрывных нарушений. Они четко выражены в рельефе в виде овальных куполов с радиальной, продольной и поперечной трещиноватостью. Концентрические структурные формы, сопровождающиеся кольцевыми разломами, отмечаются и для срединных массивов. Размеры их изменяются от нескольких десятков до первых сотен километров в поперечнике. Считается, что главным фактором при их образовании были магматические процессы (Ю. А. Косыгин и др.), хотя природа их еще недостаточно ясна.

Указанные пространственные взаимоотношения кольцевых и линейных структур отмечаются и для других районов территории СССР и зарубежом. В пределах Монголо-Охотского разлома, например, на протяжении 500 км (от Читы до Могочи) выявляется серия из пяти магматических кольцевых структур каждая диаметром около 100 км. Вдоль Сихотэ-Алинского разлома на протяжении 300 км отмечается цепочка из шести магматических структур диаметром от 75 до 160 км. А параллельно ей с востока протягивается цепочка из восьми кольцевых структур вулканического происхождения с диаметром в 50—70 км. А. Д. Щеглов, В. И. Брюханов, В. А. Буш и др. отмечают, что местами кольцевые структуры располагаются тесно сопряженными группами, образуя как бы узлы, лежащие на пересечениях двух и более систем разломов. Примерами их могут служить Газимурский и Муйский узлы в Забайкалье, на Алданском щите и др. Более подробное описание кольцевых структур можно найти в работе [25].

Кольцевые структуры, выраженные островными горами в устойчивых и подвижных областях. Рассматриваемые формы рельефа не всегда бывают кольцевыми и по своим очертаниям близки к структурам «центрального типа». Они имеют различные размеры и часто образуют группы островных гор, широко известных на древних и молодых щитах как на территории СССР, так и в пределах платформенных областей Африки, Австралии, Южной Америки (Бразильский щит) и в других районах.

Под островной горой понимается ограниченная поверхностями денудации возвышенность, одиноко поднимающаяся над сильно денудированными окрестностями. Термин «островные горы» чисто описательный. По отношению к единичным горам применяется термин «останец», введенный А. Зупаном; говорят об «остаточных горах — останцах» или «остаточных горах» (Е. Обст). Наиболее подробно их исследовал В. Пенк. Ландшафты островных гор, по его мнению, совершенно не связаны с климатом, так как известны во всех климатических зонах

(последний обусловил лишь детали этих ландшафтов). Они характерны для континентальных массивов типа щитов, которые в течение длительного времени не испытывали процессов горообразования; не встречаются в центральных частях горных поясов. Островные горы, по В. Пенку, результат нисходящего развития рельефа — остатки некогда сплошного и возвышенного рельефа. Не всегда эти горы оказываются «монадноками» американских авторов или «твердышами» немецких исследователей, т. е. связанными с зонами более устойчивых горных пород. Они возникают в совершенно однородных породах и являются остатками более высоких частей местности — водоразделов, которые сохранялись дольше всего. Только некоторые исследователи эти горы объясняли тектоническим происхождением, как обособленные разломами блоки.

Образование ландшафта островных гор объясняли З. А. Сваричевская, В. И. Яговкин, Г. З. Попова, Н. В. Скублова и др. Нельзя, по-видимому, отбрасывать и объяснения В. Пенка. Однако выяснилось, что с проблемой островных гор тесно связана проблема кольцевых и центрального типа структур. Это хорошо видно на примерах Казахского щита. Там на фоне крупных по площади поднятий местами формировались локальные новейшие структуры диаметром 30—120 км, связанные с кольцевыми структурами, приуроченными не только к антиклинориям, но и синклинориям. Островные возвышенности представляют низкогорья и холмогорья, в большинстве случаев сложенные лейкократовыми и аляскитовыми гранитами, реже кварцитами, эффузивами и другими породами. В большинстве случаев эти породы (граниты) оказались подверженными быстрому разрушению под влиянием процессов выветривания, и островные горы, образованные ими, не могут считаться результатом препарировки этих пород — монадноками, как это предполагали Н. Н. Тихонович, М. А. Усов и др. Абсолютная высота холмогорий до 1000 м, низкогорий — до 1500 м с относительными превышениями до 200—500 м.

Геоморфологическое строение таких массивов (например, Бектауата в Казахстане) Н. В. Скублова объясняет влиянием тектонического фактора, приуроченностью участков с разным рельефом к блокам с различным неотектоническим режимом. Значительную роль в этом играют кольцевые морфоструктуры в виде вулкано-плутонических структур позднепалеозойского возраста. Большинство же низкогорий и холмогорий приурочены к краевым или центральным частям этих структур и связанным с ними гранитным массивам.

Причиной новейшей активизации в данном случае является изостатическая неуравновешенность, которая приводит к тектоническим поднятиям и в современную эпоху. Гранитные плутоны характеризуются локальными отрицательными гравитационными минимумами, обусловленными различием плотности гранитов (меньшая плотность) и вмещающих пород (большая плотность). Выяснилось, что граниты поднимаются и после их внедрения и застывания. Влияние активных в кайнозое плутонов пермского возраста на формирование рельефа сказывается в том случае, когда они не вскрыты на современном эрозионном срезе. При этом в некоторых случаях на фоне общего поднятия выявляются дифференцированные подвижки.

Для Среднего и Южного Урала также выяснилось, что положительные формы рельефа над интрузивными массивами (гранитными и гипербазитовыми) являются следствием неотектонического воздымания, как считают В. П. Трифонов, А. И. Шилкин, А. Л. Алейников, О. В. Бел-

лавин и др. На это, в частности, указывают отсутствие на них древней коры выветривания, активная эрозия склонов, наличие останцов пород кровли на гребнях поднятий, глубокий врез речных долин и др. В других случаях наблюдается воздымание не всего интрузива, а только его отдельных блоков. Гравиметрические исследования показали, что большинство гранитных массивов характеризуется интенсивными отрицательными, а неизмененные гипербазитовые массивы — положительными аномалиями силы тяжести. Они имеют форму своеобразного клина, обращенного острием вниз. Контакты обычно тектонические. У некоторых массивов по контакту на дневной поверхности наблюдаются четко выраженные продольные депрессии длиной 0,5—1 км, шириной первые десятки метров, обычно заполненные неогеновыми отложениями.

Неизбежен вывод, что новейшее поднятие клиновидных блоков интрузивных пород в значительной мере обусловлено их выжиманием, когда горизонтальное напряжение превысит литостатическое давление на глубине $h/2$ на величину около 0,06 кг/м². По мнению А. Л. Алейникова и О. В. Беллавина (если учесть, что изученные ими массивы имеют максимальные вертикальные размеры 6—12 км), можно сделать вывод, что существующие в земной коре Урала напряжения вполне достаточны для выдавливания тектонических блоков, к числу которых в ряде случаев относятся и интрузивные массивы. Такой механизм распространяется и на массивы других районов.

Другие исследователи изостатическое всплывание объясняют разностью плотности пород и формой гранитных тел — локально увеличивающих объем в верхней части интрузии. Наиболее вероятной является связь всплывания со сравнительно неглубоким залеганием зон относительного разуплотнения (8—14 км), располагающихся, как установлено, не только в верхней мантии (близ границы М), но и внутри земной коры. По данным геофизических исследований, в районах описанных островных гор активизировались процессы гранитизации, следствием которых явилось как бы выталкивание ранее застывшей гранитной «пробки». Эти движения сказались на активности движений останцовых гор, что доказывается не только их геоморфологическим выражением, но и анализом коррелятивных отложений и данными геофизики. Наиболее активное воздымание локальных структур происходило в средне-позднеплиоценовое — четвертичное время, когда во многих горных странах Мира происходила активизация тектонических движений, объясняемая «возбужденным» состоянием вещества верхней мантии.

В 30-х гг. на локальную подвижность своеобразных гор в районе Минеральных Вод (Предкавказье) указывали детальные геоморфологические исследования Е. В. Милановского, Н. И. Николаева, позже подтвердившиеся новым фактическим материалом Н. П. Костенко и И. П. Герасимова. Обособленные массивы гор этого района относят к субэкструзивным дискордантным телам типа бисмалитов с отклонениями к сферолитам, этмолитам и дайкам (Н. Д. Соболев). Большая часть интрузивных тел, по мнению В. Н. Павлинова, имеет форму перевернутых капель, луковиц или груш, узких в нижней части. По данным Г. Д. Афанасьева, абсолютный возраст горных пород этих форм имеет 12—30 млн. лет. Некоторые из них, как считают А. М. Барсук и М. М. Аракелянц, более молодые (8,8±0,8 млн. лет), такие, как гора Кинжал, представляющая дайку, что отвечает мэотису—понту. Наиболее вероятно отнесение этих пород Е. Е. Милановским и Н. В. Короновским к концу миоцена — началу плиоцена. Все интрузии прорывают отложения эоцена, а некоторые из них рвут и приподнимают майкоп-

ские отложения, местами чокракские. Бисмалитообразную структуру имеют массивы останцовых гор Железная, Развалка, Змейка, Золотой Курган, Кокурты и др. Всего в этих районах насчитывается около 20 гипабиссальных интрузивных тел, выраженных в рельефе. Размеры крупнейших массивов (Бештау, Бык, Верблюд, Змейка) достигают первых километров, остальные измеряются в поперечнике сотнями метров.

В расположении массивов намечается связь с несколькими взаимопересекающимися зонами расколов фундамента, имеющих вид крупных, временами приоткрывавшихся зон трещиноватости субширотного, юго-восточного и юг-юго-западного простираний. С зонами расколов последнего направления связываются пути проникновения углекислых минеральных вод типа нарзанов. Наиболее крупные, многофазные интрузивы (Бештау, Змейка, Бык) располагаются на участках пересечения расколов указанных трех направлений. Кристаллизация магмы в камере кислых пород интрузивов происходила в близповерхностных условиях (от 1—2 км до нескольких сотен метров от поверхности).

В геоморфологии останцовых гор выявляются характерные наклонные предгорные педименты, окружающие горы со всех сторон. Они сложены сильно наклонными (от гор) слоями вмещающих пород и прикрыты маломощными гравитационными и делювиальными отложениями, местами сливающимися с высокими террасами р. Кумы. Всё подтверждает первоначально предположенный В. Н. Павлиновым диапировый характер интрузий, которые испытывали локальные восходящие движения, продолжавшиеся и в плейстоцене. Таким образом, остаточные горы в районе Минеральных Вод приобрели современный геоморфологический облик главным образом в результате новейших локальных восходящих движений, сочетающихся с процессами денудации и селективного выветривания.

Описанные явления свойственны не только Казахскому щиту и району Минеральных Вод. Они отмечаются для Урала, Дальнего Востока, Хибинского массива на Кольском полуострове; известны в Скалистых горах США, в Австралии и других районах.

ГЕОДИНАМИКА И ЭКЗОМОРФОДИНАМИКА НОВЕЙШЕГО МАГМАТИЗМА

Магматизм, условия возникновения и тектонические движения. В строении горных стран выделяются вулканические пояса. Они почти целиком совпадают с поясами горообразования и поясами интенсивных землетрясений. Все эти явления парагенетически тесно связаны друг с другом. Процессы магматизма обусловлены особым типом тектонических движений, названных нами сквозьранговыми (см. гл. II).

Вулканизм, проявляющийся во время процессов горообразования, получил название орогенного как соответствующий во времени и связанный территориально с горными поясами. В литературе часто используется терминология, предложенная в 1940 г. Г. Штилле. Приуроченность магматизма отражается в той или иной стадии тектонического развития области горообразования, фациальном характере, типичном вещественном составе ее предыстории и прочих показателях. Выделяют: инициальный (начальный) магматизм преимущественно эффузивный, частично интрузивный, связанный с доорогенным этапом развития геосинклинальных областей; синорогенный магматизм в виде гранитоидного плутонизма, пространственно и во времени связанный с процессами складкообразования в геосинклинали; субсеквентный магматизм, проявлявшийся в посторогенную фазу во время проявления

вертикальных движений; финальный (конечный) вулканизм в виде базальтовых излияний в завершающих эпигеосинклинальное орогенное развитие молодых горных странах.

Однако в последнее время мнение В. Кеннеди, Х. Рида, Г. Клооса, К. Вегманна, К. Менерта, Г. Штилле и др. об обязательной связи образования гранитоидов с фазами складчатости оказалось неточным. Оно связано во времени не со складчатостью, как указывают Ю. А. Кузнецов и А. Л. Яншин, а с этапами смены опусканий интенсивными поднятиями. Критикует представления Г. Штилле и Е. Е. Милановский, отмечая, что термин «субсеквентный вулканизм» чрезмерно узкий и не охватывает всех вулканических проявлений орогенного этапа, а понятие «финальный вулканизм», напротив, является очень широким и искусственно объединяет как вулканические проявления позднеорогенной стадии, так и позднекайнозойские извержения основных продуктов на прилегающих платформах. Тем не менее терминология, предложенная Г. Штилле, широко распространена в литературе. Для магматизма, проявленного вне геосинклиналей, но пространственно и хронологически связанного с ними, в 1960 г. был предложен Л. И. Красным специальный термин «телеорогенный». Установлено, что магматизм связан с областями тектонической активизации.

Вулканические пояса обычно наложены на горные. С последними связаны большие тепловые аномалии и определенные геофизические поля. Они рассматриваются как часть саморегулирующейся энергетической системы, способной вывести на поверхность Земли различные продукты магматизма. Вулканическая активность зависит от масштаба энергопереноса через пояс, который рассматривается как часть тектонически активизированного горного пояса. Вулканические проявления связаны с каждой стадией развития горных систем. Они имеют наложенные, в значительной степени независимые черты экзотектодинамики. Главными физическими и химическими факторами возникновения местных очагов плавления в верхней мантии или коре, по М. В. Гзовскому, являются: 1) увеличение теплового потока, повышающего температуру в недрах на некоторых глубинах до уровня, при котором начинается активное или полное плавление вещества; 2) снижение всестороннего давления, способствующего снижению температуры плавления; 3) изменения вещественного состава недр, которые сопровождаются снижением температуры плавления (например, привнос летучих компонентов). Совокупное влияние этих факторов создает наиболее благоприятные возможности для образования магмы и ее подъема в верхние горизонты коры. Интервал глубин от 5 до 20 км рассматривается как зона возможного образования гранитных магм. Ниже располагаются высоко метаморфизованные и практически безводные породы, в которых, по В. В. Белоусову, воды недостаточно для их плавления даже при очень высоких температурах. Прямые определения глубины магматических очагов, проведенные различными методами для вулканов, дают интервал от 40 до 80—100 км, что во всех случаях указывает на самые верхние части мантии. Это же подтверждается и петрохимическими данными. Слой низких сейсмических скоростей в мантии является особо благоприятным для расплавления. Поэтому вулканизм многими рассматривается как «сквозькоровый» процесс, при котором роль ассимиляции материала коры, влияющей на состав магмы, довольно ограничен. Вулканизм, часто ярко запечатленный в облике горной страны, является, по Г. С. Горшкову, отражением процессов в верхней мантии и индикатором состава и состояния его

верхних частей. По другим представлениям, только массовые излияния толеитовых базальтов можно связывать с активизацией подкорового субстрата. Весь же остальной разнообразный комплекс магматических и вулканических пород своим происхождением обязан энергетическим процессам, идущим на разных ярусах земной коры, что оправдывает их связь с сквозьранговыми тектоническими движениями (см. гл. II).

В процессах образования гранитоидных магм определенная роль отводится интрателлурическим, или «сквозьмагматическим» растворам. Для образования очагов гранитной магмы и обеспечения возможности перемещения в верхние структурные этажи интрателлурических растворов, несущих плавни и оказывающихся дополнительным источником тепловой и химической энергии, необходимы особые условия структурной активности. Это сводовые поднятия и сопряженные с ними глубинные разломы. Тесная связь гранитоидного магматизма с поднятиями в пространстве и во времени, связанными с областями горообразования, показывает на восходящий поток энергии и легких продуктов дифференциации вещества глубоких недр. Для вулканических процессов устанавливается связь с системами глубинных разломов. Многие исследователи (А. В. Пейве, А. Л. Яншин, М. В. Муратов и др.) полагают, что глубинные разломы не только служат путями движения магмы из глубин к поверхности и контролируют размещение интрузивных тел и ареалов вулканизма на поверхности, но и являются также зонами, где генерируются магмы. При всей сложности пространственного расположения таких разломов среди них могут быть выделены несколько главных систем. Например, располагающиеся по краям тектонических прогибов и ограничивающие их, центральная система разломов в прогибах, разломы в сводовых частях поднятий и др. Некоторые из них играют очень существенную роль, другие подчиненную. Этим часто обусловливаются асимметрия образующихся структурных форм, рисунок расположения вулканических аппаратов и продуктов извержения на поверхности, а значит, и определенная неотектоническая и геоморфологическая зональность. Слишком сильное раскрытие трещин, связанное со значительным растяжением определенного участка земной коры (большой расход теплового потока), значительные дифференциальные подвижки по крутым разломам (снижение проницаемости) оказываются неблагоприятными для возникновения или активной деятельности вулканов. По мнению очень многих исследователей, именно процессы магмообразования на глубине, неизбежно связанные со значительным увеличением объема, могут быть непосредственной причиной поднятия земной коры. Возникновение же оседания на сводах и разрывов на их крыльях открывает доступ магматическим массам в верхние структурные этажи или к поверхности Земли. Проникновение магмы к поверхности будет определяться, по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу, разными условиями расположения зон растяжения, к которым приурочены вулканы.

В пределах вулканических гор проявляются современные движения. На многих вулканах перед извержением отмечаются их рост, вздутие, образование трещин, вызванное подъемом магмы к поверхности. После прекращения извержения отмечается опускание; такие деформации могут достигать значительных величин. Например, сбросы могут иметь длину 25—30 км с амплитудой до нескольких десятков метров (о-в Гавайи, Исландия). Э. Н. Эрлихом, И. В. Мелекесцевым установлено, что современные активные вулканы чаще всего распола-

гаются в наиболее опущенных частях грабен-синклиналей, к которым приурочены плиоцен-четвертичные вулканические сооружения Камчатки, Курильской дуги и других районов. Вулканизм рассматривается как интенсивный и самый быстрый экзотектодинамический процесс. Гигантские вулканические извержения нередко служат причиной возникновения цунами, сопровождаются грязекаменными потоками, крупными обвалами, оползнями, вулканическими землетрясениями, которые сами вызывают различные сейсмогравитационные явления.

Магма, поступая по разломам, проникает в земную кору и на ее поверхность. Однако, поднимаясь кверху, магматический расплав не весь извергается в виде лавы через трещины и жерла вулканов, а часто задерживается на пути, заполняя ряд камер и образуя вторичные очаги. Процесс часто продолжается десятки миллионов лет. Этим можно объяснить длительно проявляющиеся движения поверхности и длительное развитие некоторых вулканических и субвулканических образований, как, например, явления интрузивного диапиризма и поднятия гранитных тел после их затвердения. Описано достаточно случаев, свидетельствующих о подъеме гранитоидов. Для объяснения этого явления были высказаны разные предположения. В. П. Трифонов, З. А. Сваричевская, В. И. Яговкин, Ю. А. Косыгин и др. считают, что в эпохи усиления тектонических движений в верхних горизонтах земной коры начинает действовать эффект выталкивания геологических тел со значительными вертикальными размерами (10—20 км) под действием горизонтального сжатия. Ю. А. Косыгин и др. указывают, что пространственная дифференцированность тектонических движений в областях горообразования обнаруживает связь с распределением плотностных неоднородностей в верхних частях земной коры, что также должно стимулировать становление горного рельефа в ходе горообразовательных процессов. По мнению других исследователей (В. И. Орлянкин, В. С. Попов, Н. Н. Перцев), поднятие плутонов в виде гранитных массивов может происходить аналогично всплыванию более легкого тела в вязкой жидкости. И первое, и второе предположения в 1976 г. оспаривались Э. Н. Лишневским, В. К. Шевченко и В. В. Бронгулеевым, доказавшими, что высота выталкивания геологических тел очень слабо зависит от плотности выжимаемого тела. При действии такого механизма может происходить выдавливание геологических тел любой плотности, но при условии наличия у них подходящей конусообразной формы.

Расчетами было показано, что всплывание интрузивов сквозь толщу осадочных пород также оказывается мало вероятным и не может играть заметной роли. Подтверждением этому является и то, что в пределах ряда регионов плутоны существенно гранитного состава часто не отличаются по высоте от окружающей местности. Обладая значительным дефицитом плотности, значительной вертикальной мощностью ($\sim$10 км) и выделяющиеся интенсивными минимумами в поле силы тяжести, они занимают низкое положение в рельефе. Такие тела способны подняться над уровнем земли на высоту не более 3—5 % мощности самого интрузивного тела. Указанные авторы главную причину поднятий уже остывших гранитных тел видят в продолжавшихся на глубине процессах магматической или метасоматической гранитизации, сопровождающихся процессами разуплотнения и, как следствие, расширения. Этим объясняется господствующее положение гранитоидов в рельефе горных сооружений, что не может быть объяснено и селективностью процессов денудации. Все это иллюстрирует длительность про-

явления процессов магматизма и сложность процессов горообразования.

Вместе с тем отмечаемые на Дальнем Востоке и в пределах Монголии «всплывающие» горы, сложенные интрузивными телами разного состава гранитоидов, внедрившиеся в различные стадии горообразования в раннем и позднем мезозое, как правило, приурочены к зонам разломов. Перемещение интрузивных массивов вверх происходило после того, как они сформировались и застыли на глубине. Их подъем продолжался и в новейшее время. Приуроченность отдельных «всплывающих» интрузивов к более обширной сводовой структуре предполагает их связь с еще более глубоко расположенными магматическими массивами. С этой точки зрения контуры всего свода отмечают границы магматического очага, возникшего в позднемезозойское время. Дифференцированный характер блоковых движений в пределах свода привел к денудации участков вулканического покрова над поднимающимися гранитоидами и механизму их изостатического всплывания. Соотношение скорости подъема остывающих интрузивных гранитных тел под действием архимедовой силы и скорости понижения рельефа за счет денудации объясняет средние превышения мезозойских гранитных массивов Монголии над соседними районами, колеблющиеся от 220 до 500 м (Ю. А. Зорин, Е. Х. Турутенов, В. К. Волчанская, Д. И. Фрих-Хар, Е. Н. Сапожникова, М. С. Нагибина). Все сказанное позволяет говорить о сложном процессе формирования, выраженных в современном рельефе гранитных тел, на «всплывание» которых влияли как внешние, так и внутренние причины.

По данным К. Оллиера, В. Питчера и др., процесс становления батолитов растягивается на 60—70 млн. лет. Скорость внедрения гранитного диапира, по расчетам Б. О. Стефенсона, примерно определяется в 1 км/млн. лет. Проявляются локальные тектонические поднятия со скоростью 2 см/год. Повторные нивелировки некоторых куполов в долине Св. Лаврентия показали поднятие на 40 мм за 18 лет и опускание на 50 мм северной окраины, что свидетельствует о тектонической, а не гляциоизостатической природе вертикальных перемещений. Изучение гнейсовых куполов, связанных с плиоцен-плейстоценовыми гранитами, позволило определить скорость их поднятия примерно в 1,5 мм/год. При этом площади погружений оказываются значительно меньше, чем площади поднятий, и могут рассматриваться как относительные опускания, частично компенсирующие фоновое общее поднятие.

Для вулканических поясов отмечается широкое распространение продуктов вулканической деятельности, а тем самым и форм вулканического рельефа. Так, например, для Альпийского пояса Евразии общая площадь, покрытая продуктами вулканической деятельности, для орогенного этапа достигает 350 000 км^2, а их суммарный объем 125 000 км^3. При этом наибольшим распространением орогенный (олигоцен-четвертичный) вулканизм пользуется в средней, наиболее широкой части выделенных по тектоническому районированию сегментов, а на участках пережимов, разделяющих их, проявление вулканизма, по мнению Е. Е. Милановского, незначительно или совсем отсутствует. Подсчеты были сделаны и для Северо-Восточной Африки и Аравийской платформы, где молодой вулканизм связан с рифтовой системой. Расчеты объемов вулканических продуктов (с учетом эродированных участков) только для территории Сирии определяются для донеогенового вулканизма не более 50 км^3, а для неоген-четвертичного времени 1180 км^3, по данным В. В. Козлова и Е. Д. Сулиди-Кондратьева. По

существующим оценкам наземные вулканы земного шара выносят за последние несколько сотен лет в среднем около 1 км³/год ювенильного вещества. Если принять во внимание все количество перемещаемого вулканическими процессами материала и вынос лавы в пределах системы срединно-океанических хребтов (без извергаемого материала дна океанов), он составит по подсчетам И. В. Мелекесцева в среднем 7 км³/год.

Общий объем продуктов вулканической деятельности за новейший этап не может быть в настоящее время оценен в цифрах, но он очень велик и значение его в процессах орогенеза весьма значительно. Во многих районах, как, например, в пределах Центральной Камчатской депрессии, вулканизм развивался с домелового по настоящее время и являлся не наложенным, как это считалось, а унаследованным. Из этого следует, что на широких пространствах горных поясов развиты молодые, а значит, и хорошо сохранившиеся формы вулканического рельефа, продолжающие испытывать локальные тектонические движения, которые должны отображаться и на неотектонических картах.

Вулкано-тектонические структуры и условия их образования. В результате проявления вулканических процессов образуются вулкано-тектонические структуры, часто хорошо выраженные в рельефе земной поверхности. Под ними понимают тектонические нарушения, возникающие в теле вулканического сооружения. Причиной их могут быть или изменения давления в магматическом очаге, или магмовыводящих каналах, или влияние избыточной нагрузки на фундамент вулкана (или вулканической области), образующейся вследствие извержения больших масс магматического материала на поверхность с последующим компенсационным выравниванием. Вулкано-тектонические структуры главным образом свойственны либо крупным полигенным вулканам центрального типа, либо зонам мощного ареального вулканизма, когда на поверхность выносятся огромные объемы магматического вещества, вследствие чего происходит частичное опорожнение питающего вулкан или группу вулканических центров магматического очага (Е. Е. Милановский).

Помимо глубинных очагов имеются периферические, лежащие на разных глубинах в земной коре, вплоть до нескольких километров ниже земной поверхности (под Везувием на границе 5—6 км). Разгрузка питающих вулканы резервуаров должна привести к снижению давления в очаге, а перемещение материала на поверхность — увеличение нагрузки кровли резервуаров. В результате происходит вулкано-тектоническое проседание кровли с образованием вулкано-тектонических депрессий. Среди них различают кальдеры разных типов — более мелкие и менее глубокие, а также крупные опускания типа вулкано-тектонических депрессий (до 100 км в диаметре). Крупнейшее из современных кальдер — Нгоронгоро в Северной Танзании, вулкан Асо на о-ве Кюсю (Япония).

Кальдеры — это вулкано-тектонические впадины сложного происхождения. Морфологически они очень разнообразны. В большинстве случаев это округлые или имеющие более сложную форму в плане впадины, ограниченные чаще всего кольцевыми или полукольцевыми нормальными сбросами, нередко ступенчатыми. Форма в плане может быть не только овальная, но и линейно-вытянутая, типа грабена, или кольцеобразная, ограниченная разломами. Иногда внутри впадины выступает округлый в плане горст, как на вулкане Сусва в Кении. Краевые сбросы иногда заменены плавными флексурообразными изгибами,

отделяющими чашеобразное прогибание. Дно кальдеры разбито радиальными и поперечными сбросами, ограничивающими резко опущенные и поднятые блоки. Центр кальдеры часто совпадает с кратером вулкана. В таком случае морфологически это бессточная депрессия, на дне которой происходит аккумуляция материала и нередко образуется озеро. В других случаях центр кальдеры несколько смещен в сторону склона вулкана. Тогда образуется открытая депрессия, из которой материал удаляется процессами денудации. При возобновлении вулканической деятельности внутри кальдеры возникают один или несколько молодых вулканических конусов.

Остатки разрушенного при кальдерообразовании вулкана включают кольцевой или полукольцевой вал вокруг более молодого внутреннего вулканического конуса, который называют соммой, и кольцевую или полукольцевую ложбину между соммой и внутренним конусом — атрио. При вулкано-тектоническом проседании возникают две разновозрастные, вложенные одна в другую кальдеры. Поэтому различают кальдеры моногенные, образованные одноактным процессом с обращением центральной части, и кальдеры полигенные — многоактные, этапы кальдерообразований у которых разделены длительными промежутками времени. Обычно полигенные кальдеры — телескопированные структуры, у которых размеры кальдер последовательно уменьшаются. От кратеров кальдеры отличаются значительно большими размерами и строением. Площадь их составляет от нескольких до многих сотен квадратных километров. Одним из признаков кальдеры служит отсутствие жерла в ее дне. Форма кальдеры в плане и ее размеры в какой-то мере отражают форму и размеры неглубокого периферического очага, и глубина ее проседания соответствует погружению кровли при вулканических извержениях.

Существует много различных морфологических типов кальдер. Различают кальдеры проседания, или обрушения — это депрессии, опущенные по кольцевым разломам или флексурам, иногда ступенчатым, чаще всего на вершинах щитовых вулканов, но иногда и на сводовых и куполообразных поднятиях, сложенных невулканическими породами. Выделяют кальдеры взрыва (типа Кракатау), образующиеся в результате выброса и распыления значительной части материала, слагающего вулкан, при катастрофическом эксплозивном извержении. При этом блоки с вершин вулкана по разломам смещаются в кальдеру и, увеличивая ее размеры, осложняют ее грабенами и горстами. Взрывные кальдеры типа Кракатау, сопровождающиеся выделением громадных масс кислых пород, распространены в приокеанской части вулканических поясов Камчатки, Курильских островов, восточной и юго-западной частей о-вов Хоккайдо, Южного Кюсю, на других островных дугах. Возраст их преимущественно четвертичный. Кальдеры такого типа имеют отрицательные гравитационные аномалии, что объясняется опустошением очага, обрушением кровли и накоплением в кальдере мощных толщ пирокластических продуктов. После взрыва в центре вулкана часто образуется внутренний конус с формированием сложного вулкана типа сомма-вулкана (Везувий в Италии, Авачинская Сопка на Камчатке, Тятя на Курильских островах и др.). При росте внутреннего конуса он может полностью перекрыть своим основанием кальдеру, атрио и сомму. Вулкан приобретает форму правильного конуса (вулканы Желтовского, Ильинский на Камчатке). В большинстве случаев при образовании кальдер наблюдается сочетание процессов проседания, обрушения и взрывов.

Выделяют депрессии типа воздымающихся кальдер (по Р. Шмидту). Они развиты на о-ве Суматра, в США. Намечают несколько стадий их образования, по К. Коттону: 1) региональные вулкано-тектонические поднятия и формирование кольцевых трещин; 2) кальдерное извержение, сопровождающееся обрушением центрального блока вершины; 3) вулканизм и осадкообразование в кальдере; 4) воздымание центрального блока и вулканизм.

Образование кальдер связывают и с периферическим (мелким) и глубоким залеганием вулканического очага. В первом случае кальдеру объясняют обрушением кровли в процессе извержения или оттока магмы, когда могут образовываться и криптовулканические (скрытые) депрессии округлой формы, без вулканических продуктов на поверхности, связанные с фокальными подземными взрывами в магматических очагах. При глубоком залегании очага возникновение кальдеры объясняют серией последовательных взрывов, расширяющих и обрушающих стенки жерла до размера кальдеры или трубки взрыва. По данным разнообразных методов изучения, в последнее время приходят к выводу, что тип кальдер определяется в первую очередь особенностями тектонического развития структуры земной коры. В некоторых случаях происхождение кальдер нельзя достоверно связать с вулканической деятельностью. Тогда высказывают предположение об их денудационном происхождении. Циркообразные впадины на вершинах вулканов могут образоваться при расширении кратеров ледниковой экзарацией и другими денудационными процессами. В таком случае говорят о денудационных (эрозионных) кальдерах.

Выделяют вулкано-тектонические депрессии, связанные с разгрузкой обширного глубинного магматического очага. При этом глубина проседания, как считает Е. Е. Милановский, оказывается меньшей, но диаметр зоны проседания — значительно больший, чем при образовании кальдер, который достигает многих десятков и сотен километров, превосходя диаметр вулканического сооружения, образовавшегося в результате деятельности глубинного очага. Опускание высокого вулканического сооружения при этом часто почти не ощущается ни в рельефе, ни в структуре. Однако детальный геоморфологический анализ может его выявить. Наличие морфологически хорошо выраженных впадин по периферии крупного полигенного вулкана в краевых зонах обширной вулкано-тектонической депрессии иногда ошибочно трактуются как зоны опусканий только подножий вулкана.

Наконец, среди вулкано-тектонических структур, получающих геоморфологическое выражение и отражающихся на движениях земной поверхности, выделяют вулкано-тектонические поднятия. Это вздутие в структуре ранее возникшего вулканического комплекса или невулканических пород. Формируется вздутие над вновь образующейся или расширяющейся близповерхностной периферической магматической камерой при заполнении ее магматическим веществом, нагнетаемым вверх с образованием раздутой линзы, приподнимающей породы верхнего этажа. По-видимому, правильность такого предположения может быть доказана только при применении комплекса методов — геоморфологических, геологических, геофизических и геодезических (см. гл. IV).

Вулканизм Тихоокеанского сегмента земной коры и глобальная периодичность вулканических проявлений. Молодой вулканизм широко развит в пределах Тихоокеанского сегмента земной коры, образуя слож-

но построенный вулканический пояс. Плиоцен-антропогеновый вулканизм составил целую эпоху, которая рассматривается как самостоятельная, обособленная от более древних, хотя имеются данные и о широком распространении миоценового вулканизма. По сходству с близкой тектонической обстановкой, определенным закономерностям размещения вулканических образований, особенностям состава его продуктов, связью с тектоническим развитием в пределах вулканических поясов выделяют вулканические провинции. Среди них различают вулканические области, представляющие совокупность вулканических проявлений, приуроченных к крупному тектоническому элементу или зоне, например срединному массиву, зоне его сочленения со складчатым сооружением и т. п., и связанных общностью истории орогенного вулканизма. Выявляется огромная протяженность молодого вулканического пояса при сравнительно небольшой ширине. В нем выделяются отдельные провинции, области и зоны (около 35), в пределах которых насчитываются многие тысячи плиоцен-антропогеновых вулканов, в том числе сотни действующих (всего на земном шаре насчитывается более 900 действующих вулканов).

Сводка и анализ обширного накопленного материала по молодому вулканизму Тихоокеанского сегмента в 1967 г. позволили Ю. М. Пущаровскому и Р. А. Афремовой сделать ряд обобщающих выводов. Плиоцен-антропогеновый вулканизм региона — результат возрождения активности крупных шовных систем. Главнейшие вулканические зоны приурочены к областям с резко расчлененным тектоническим рельефом с молодыми дифференцированными движениями большой контрастности. Устанавливается связь вулканических зон с крупными линеаментами, секущими тектонические зоны более ранней генерации и с новейшими предгорными или межгорными грабенообразными структурами, протягивающимися на большие расстояния, часто очень узкими. Многие вулканические поля приурочены к краевым частям крупных неотектонических впадин, молодым грабен-синклиналям и вулкано-тектоническим депрессиям.

Проявление молодого вулканизма связывается также с новейшими контрастными блоковыми движениями, вызывающими местами возникновение значительных зон проницаемости. Последние являются или новообразованиями, или результатом обновления ранее заложенных зон разломов. Тектоническое положение линеаментов, к которым приурочены вулканические зоны, различно в разных провинциях и областях. Значительная часть зон располагается в поясе, приуроченном к полосе раздела океанического ложа и континентальных блоков (Тихоокеанское кайнозойское тектоническое кольцо). Ряд вулканических зон лежит внутри эпигеосинклинальных, эпиплатформенных, орогенных и рифтогенных континентальных областей. Некоторые из них проходят вдоль стыка различных областей или внутри них, или являются секущими. Для всех зон характерно широкое развитие действующего вулканизма.

Для Тихоокеанского сегмента земной коры характерно также изменение состава вулканических пород от океана к континенту. Основная роль принадлежит породам среднего и основного состава. Однако во многих материковых и субматериковых областях (Анды, частично Индонезия, Камчатка, Каскадные горы и др.) большое распространение имеют кислые породы, что свидетельствует об особенностях строения земной коры. В других районах, наоборот, сказывается влияние соседствующих океанических блоков и наблюдается повышенная основность вулканических пород.

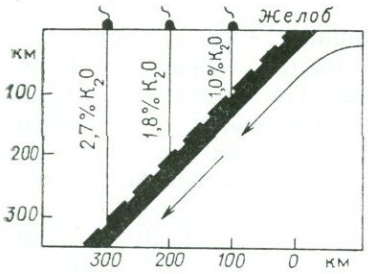


Рис. 132. Вариации содержания калия в андезитах в профиле поперек островной дуги. По К. Оллиеру

Стрелкой показано нисходящее движение литосферной плиты

Считают, что плиоцен-четвертичный вулканизм Тихоокеанского тектонического пояса взаимосвязан с исключительно мощным структуро-образовательным процессом, приуроченным к полосе раздела океанического ложа и континентальных блоков. Он проявляется не только под участками островных дуг и глубоководного океанического желоба, но отмечается и под альпийскими складчатыми дугами в области эпигеосинклинального орогенеза. В этих зонах магмообразование начинается на большой глубине и затем перемещается вверх. Из мантии поднимаются андезитовые лавы. Затем магмообразование сосредотачивается в коре континентального или переходного типа. Островные дуги всегда располагаются над зонами глубинных землетрясений. Содержание калия в андезитах закономерно меняется в соответствии с глубиной СФЗ поперек островных дуг (рис. 132). Именно в этих областях движения магмы регистрируются на особенно больших глубинах, в несколько раз превышающих таковые в других геоструктурных областях. Сама магма этих зон отличается от базальтовых расплавов других областей: она содержит заметно больше кремнезема, дает типично толеитовые серии и образует непрерывные ряды пород от основных и ультраосновных до умеренно кислых (дациты), в которых имеются практически все компоненты, содержащие кремнезем. При переходе от зон с максимальным потоком энергии из глубин к поверхности Земли, называемых Ю. М. Шейнманном тектоноферами, в виде своеобразных энерговодов к областям эпигеосинклинального и эпиплатформенного орогенеза и рифтогенеза, движения на самых больших глубинах отмирают. Меняются сейсмическая активность, изостатические аномалии, а также характер магматических процессов.

Отмечается определенная периодичность пульсационного характера проявления вулканизма, выражающаяся в цикличности излияний. В различных структурных условиях цикличность проявляется по-разному. Во времени наблюдается изменение химического состава магмы и продуктов вулканизма. Наиболее изучен геосинклинальный тектоно-магматический цикл, в пределах которого происходит изменение состава вулканических излияний от основного на ранних стадиях к кислому на более поздних и, наконец, снова основных в конечных этапах развития цикла. Такая смена сказывается и на рельефе, и на экзотектодинамических процессах.

Четкая периодичность вулканических проявлений наблюдается в новейший тектонический этап, отражаясь и на интенсивности процесса. Так, для рифтовой зоны северо-восточной части Африки отмечается изменение объемов вулканических излияний, отражающих фазы тектонической активности, которые объективно фиксируются толщами грубообломочных моласс во впадинах. При наиболее интенсивных тектонических движениях с проявлениями складчатых деформаций вулканизм ослабевал из-за отсутствия условий для сохранения открытых трещин, являющихся подводящими каналами. Так, в раннем плиоцене при резком проявлении орогенических движений и возникновении мощных толщ моласс вулканическая деятельность в большинстве районов указанной

части рифтовой системы Африки почти отсутствовала. В позднем плиоцене при стабильных тектонических условиях происходили значительные по масштабу вулканические излияния. При этом выявляется «экспансия» новейшего вулканизма с постепенным расширением области, охваченной вулканическими проявлениями, что хорошо связывается с усилением неотектонической активности. Этот процесс нашел отражение в изменении подсчитанных объемов продуктов вулканизма: ранний миоцен 30 км^3, средний миоцен 60 км^3, поздний миоцен 160 км^3. В раннем плиоцене он составлял 30 км^3, а в позднем — увеличился до 600 км^3. На четвертичное время падает 300 км^3 продуктов извержения, причем, по мнению В. В. Козлова и Е. Д. Сулиди-Кондратьева, больше всего на голоцен. При этом в пределах отдельных стадий намечается эволюция вулканического процесса: вначале преобладали трещинные излияния с последующим образованием рядов вулканических поясов вдоль вулканогенерирующих трещин растяжения.

Если учесть, что во время интервалов между отдельными излияниями равных циклов происходят эрозия и другие процессы денудации, преобразующие рельеф, в конечном итоге возникают очень сложные соотношения разных лавовых потоков и покровов. Они требуют много времени для расшифровки истории развития вулканических проявлений и рельефа.

Пульсационный характер вулканизма выражается в периодах повышенной активности, чередующихся с периодами значительного ослабления или даже полного прекращения вулканической деятельности. В равной мере это характерно для эффузивного и эксплозивного вулканизма. Выявляется разный порядок периодичности. Крупнейшие пульсации кислого вулканизма в фанерозое происходили примерно через 300 млн. лет. Они датируются около 650, 800—900, 1100—1200, 1700—1800 млн. лет назад. Вторым глобальным ритмом проявления эффузивного вулканизма был интервал от 50 тыс. до 30—35 млн. лет. При этом каждый крупный ритм состоит из нескольких разнопорядковых ритмов; продолжительность главных фаз излияний оказывается сравнительно небольшой (3—5—8 млн. лет). На эту периодичность, по данным И. В. Мелекесцева, накладывались глобальные пароксизмальные вспышки кислого вулканизма, которые в кайнозое продолжались от 20—30 тыс. до 4—5 млн. лет. Важным фактом является совпадение ритмичности вулканизма с ритмичностью в проявлении тектонических движений. Так, крупнейшая вспышка вулканизма отмечается на границе олигоцена и миоцена в интервале от 25—27 до 20—22 млн. лет назад. Последующие ритмы отмечаются: в миоцене (9—6 млн. лет), на границе миоцена — плиоцена, в позднем плиоцене (3,5—2,5 млн. лет) и в антропогене (0,250—0 млн. лет), т. е. в этапы усиления тектонической активности.

Выявляются ритмы и более высоких порядков: для антропогена сотни, тысячи, десятки и сотни тысяч лет. Они носят также глобальный характер, сопровождаются извержениями огромных объемов вулканического материала и наблюдаются на территории СССР, Японии, Новой Зеландии, Северной и Южной Америки, Африки и других вулканических областей. Синхронность событий доказывается абсолютными и относительными датировками вулканических пород, а также увеличением концентрации и крупности пирокластического материала в колонках донных морских осадков и повышением скорости аккумуляции в них мельчайших частичек вулканического стекла. На одновременность этих вспышек указывает также их близость с инверсиями магнитного поля Земли

в эпоху Брюнес и соответствующие эпизоды, имевшие место 330—350, 108—114 и 20—30 тыс. лет назад.

Пульсационный характер отмечается и для базальтового вулканизма. Так, для щитового вулкана о-ва Гавайи, где имеются абсолютные датировки слагающих пород, средний возраст вулканических серий равен: 0,06; 0,15; 0,245 и 0,423 млн. лет, по И. В. Мелекесцеву и др. Для антропогена в целом по земному шару периоды повышенной вулканической активности наблюдались в интервалах: 0,14—0,20; 0,24—0,34; 0,40—0,47; 0,8—1,0; 1,1—1,2; 1,35—1,50; 1,58—1,61; 1,70—1,74, 1,80—1,81 и 1,92—2,00 млн. лет назад. При этом пики базальтового вулканизма, по Э. Н. Эрлиху и И. В. Мелекесцеву, были 0,06; 0,15; 0,40—0,45; 0,82—0,85; 1,4; 1,6; 1,8; 1,95—2,00 млн. лет назад, а кислого — 0,08; 0,13—0,14; 0,24—0,26; 0,30—0,32; 0,40—0,45; 0,6—0,7; 0,75; 0,82—0,87; 1,15—1,20; 1,4—1,5; 1,8 млн. лет назад. Эти ритмы проявления вулканизма оказываются очень близкими ритмичности новейших тектонических движений, процессов седиментогенеза, отражаются в цикличности развития рельефа. Все это свидетельствует о взаимосвязи процессов вулканизма, рельефообразования, седиментогенеза и тектонических движений, источником которых являются общепланетарные глубинные и космические процессы.

В периоды усиления эксплозивного вулканизма интенсивность его была на порядок больше по сравнению с современной. Охватывая всю планету, проявлялись гигантские извержения, которые приводили на протяжении многих тысяч лет к высокой степени загрязнения атмосферы. Выброс больших объемов тонкораздробленного пирокластического материала в верхние слои атмосферы мог привести к значительному уменьшению ее прозрачности, увеличению облачности, изменению состава ее, снижению радиации на 10—20 % против нормы и, в конечном результате, к снижению средней годовой температуры на земном шаре. Все это должно было способствовать общему похолоданию климата и явиться одной из причин антропогеновых оледенений.

Крупнейшие вспышки эксплозивной деятельности, прослеживающиеся по всему земному шару, приводили к огромному выносу материала недр, образованию огромных ледниковых щитов, колебаниям уровня Мирового океана. Так, выявленные опускания антарктического шельфа в конце олигоцена — середине миоцена связываются с усилением вулканизма и развитием ледникового щита Антарктиды. К этому же времени относятся начальные этапы формирования островных дуг западной части Тихого океана. Разрастание ледникового покрова Антарктиды 4—5 млн. лет назад последовало за мощным миоцен-плиоценовым пароксизмом эксплозивного вулканизма, проявившимся в большинстве вулканических областей.

Геодинамика процессов вулканизма дна океанов. Для океанических областей в кайнозое (мезозое) характерно появление огромных масс базальтов. Они изливались в условиях общего растяжения земной коры. Свидетельством растяжения является комплекс «дайка в дайке», развитый на больших площадях, о которых в 1984 г. писали С. А. Куренков и А. С. Перфильев. На дне океанов широко распространены и отдельные вулканические горы и вулканические хребты. Только в Тихом океане их насчитывают (по данным разных авторов) от 7500 до 10 000, в Атлантическом океане (по разным оценкам) от 500 до 1044, в Индийском — около 1000. Вулканы зарегистрированы Р. М. Деменицкой, А. М. Городницким, В. Д. Каминским, Э. М. Литвин и др. в пределах всех основных морфоструктур океанического дна. Иногда их сочленение

превращает океаническое дно в своеобразные горные страны (северо-западная часть Тихого океана). Многие подводные горы-вулканы имеют вершину в виде выровненной площадки. Они в большом количестве встречаются в Тихом океане, были названы гайотами (по имени первооткрывателя, американского геолога А. Гайо). Современный вулканизм на дне океанов распространен сравнительно ограниченно. Э. Н. Эрлих указывает, что вулканы островных дуг локализуются вдоль таких разломов глубокого заложения, где отмечаются горизонтальные перемещения типа глубинных сдвигов. Некоторые исследователи (О. К. Леонтьев, С. А. Лукьянов, В. С. Медведев) считают, что коралловые острова, гайоты и атоллы Тихого океана образуют единый морфогенетический ряд, отражающий разные стадии геоморфологического развития дна, определяемые тектоническими движениями дна акватории и колебаниями уровня Мирового океана. На этом основании делаются попытки составить карты новейших движений земной коры с выделением зон поднятий и опусканий океанического дна. Однако эта задача крайне трудная, так как изменение глубины гор, возможно, связано или с вертикальными движениями вмещающих структур, или с прогибанием океанической коры под давлением вулканических построек. Установлено, что под крупными вулканами и группами их кровля мантии несколько опущена.

Отмечаются крайне неравномерное распределение подводных гор и различное их соотношение по размерам в пределах отдельных морфоструктур. Статистическая обработка около 4500 гор и надводных вулканов в пределах разных морфоструктур дна Тихого океана позволила в 1979 г. А. М. Городницкому, Н. А. Мартовой, А. П. Седову установить определенные связи их высот с мощностью океанической литосферы. В пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия глубина источников базальтового вулканизма над рифтовой зоной составляет 15—25 км. Здесь высота вулканов не превышает 3 км и сложены они высокоглиноземистыми толеитовыми базальтами. В краевых зонах, где мощность литосферы увеличивается, увеличивается и количество гор высотой более 3 км (10 %). Мощность литосферы в глубоководных котловинах достигает 50—80 км. В этих условиях высота подводных и надводных вулканов достигает 5—6 км и более, меняется состав лав от толеитовых до щелочных, что определяется большей глубиной проникновения эруптивного канала. С увеличением мощности литосферы дна океана и ее возраста отмечается общее погружение дна океана и опускание плосковершинных гор-гайотов. Таким образом, предельная высота вулканических гор дна акваторий оценивается из условия равенства гидростатических давлений под литосферной плитой. Как показал О. К. Сорохтин совместно с А. М. Городницким, равенство гидростатических давлений на любом уровне под литосферной плитой определяет разность высот рельефа срединно-океанического хребта в зоне гребня и в любой точке океана.

Возникновение подводных вулканов С. А. Ушаков, В. Морган и др. связывают с существованием в мантии так называемых «горячих точек». Предполагают, что в процессе движения литосферных плит они перемещаются над неподвижными «более горячими» участками мантии, являющимися местами выхода к поверхности расплавленного материала из внешнего ядра Земли. Это доказывается структурной связью цепочек подводных гор с излияниями щелочных изверженных пород, возраст которых соответствует времени начала раздвижения дна. Такая же связь устанавливается и на континентах. Косвенное доказательство таких представлений видят в увеличении концентрации гелия на боль-

ших глубинах за счет глубинного гелия, поступающего в океан из мантии. Эта добавка оценивается в 5 %, что соответствует концентрации гелия в вулканических газах в вулканах Камчатки и Курильских островов. Гипотеза «горячих точек» вызывает ряд возражений, и прежде всего потому, что отмечается несовпадение приуроченности многих вулканов к предполагаемым «горячим точкам». Имеющиеся данные не могут однозначно выявить глубинный механизм возникновения вулканов океанического дна. Однако, по мнению Р. М. Деменицкой, А. М. Городницкого и др., океанический вулканизм свидетельствует о наличии в недрах земной коры аномальных термических зон. Формирование в литосфере крупных зон аномально напряженного состояния, этапности эволюции вулканических построек позволяет предполагать в новейшей истории Земли эпохи активных вертикальных движений мантийного вещества.

При восстановлении истории развития вулканической деятельности как в пределах океанического дна, так и орогенных областей следует учитывать «геоморфологический уровень вулканизма» (введен в 1971 г. А. Е. Святловским). Он определяется гипсометрическим положением фундамента вулканической области. Каждая региональная область вулканизма имеет определенный геоморфологический уровень, являющийся одним из факторов интенсивности вулканизма. Начальным этапам вулканической деятельности предшествуют региональные понижения геоморфологического уровня, вызванные различными структурными нарушениями. Начинаясь на низких гипсометрических уровнях, вулканизм проявляется вплоть до уровня вершин горных стран, достигающих нескольких тысяч метров. Подобно поднятию гор, отмечает А. Е. Святловский, вулканизм лимитируется геоморфологическими уровнями, определяющимися гравитационными и взрывными силами. Поэтому проявление вулканизма и накопление мощных вулканических толщ возможно там, где вулкано-тектоническим поднятиям предшествовали опускания, сохраняющие нижний гипсометрический уровень для извержений начала вулканического цикла. При региональном оживлении вулканической деятельности геоморфологический уровень вулканизма повышается, что связано с глыбово-сводовым поднятием, ослаблением вулканизма по сравнению с предыдущими этапами и появлением более кислых лав. Можно предположить, что на интенсивность вулканизма влияет и изменяющаяся форма геоида. В вулканических поясах наиболее низкий геоморфологический уровень вулканизма соответствует геосинклинальным трогам, а в областях горообразования — наибольшим поднятиям вулканических кордильер. Понижение геоморфологического уровня вулканизма в вулканических поясах связано с образованием на разных гипсометрических уровнях рифтов, вулкано-тектонических депрессий и кальдер.

Типы вулканических проявлений и экзоморфодинамические условия их образования. В зависимости от строения и взаиморасположения магмовыводящих каналов условно различают центральный, трещинный и ареальный типы вулканических извержений, отличающихся по облику образующихся форм рельефа, по механизму формирования вулканических гор и по особенностям неотектоники. При вулканизме трещинного типа магматический расплав либо достигает поверхности вдоль всей открытой или приоткрывающейся трещины, либо извержения локализуются на одном или нескольких ограниченных ее участках. Морфологически на фоне лавовых потоков, образующих основание, обычно выделяется цепочка шлаковых конусов, часто вулканов центрального типа. При длительном течении вулканического процесса активные центры из-

вержений меняются, но контролируются направлением основного разлома.

При вулканизме центрального типа обычно магмовыводящий канал приурочен к пересечению разломов в земной коре. Образуется хорошо выраженный вулканический аппарат центрального типа, в плане более или менее округлой формы. Различают моногенные вулканы, характеризующиеся однократным извержением, после которого их деятельность прекращается, обычно они имеют правильную конусовидную форму и относительно небольшие размеры. Полигенные вулканы отличаются длительной активностью, многократными извержениями, происходящими на протяжении тысяч и даже миллионов лет. Например, у вулкана Эльбрус (большой Кавказ) деятельность протекала на протяжении более трех миллионов лет (поздний плиоцен — историческое время). И сейчас он не может считаться потухшим, по мнению Н. В. Короновского. Структура таких вулканов и их рельеф отличаются очень большой сложностью, несут на себе следы неоднократного чередования вулканических извержений и проявлений разнообразных денудационных процессов. Размеры таких полигенных вулканов зависят от длительности их вулканической активности: они отличаются часто огромной высотой, достигая многих тысяч метров, и диаметром (во много десятков и сотен километров).

При ареальном типе вулканизма происходят массовые извержения из множества относительно мелких трещин и разломов (в местах их пересечения), активность которых мигрирует по площади. Некоторые из них закрываются, как бы «залечиваются» застывающей лавой, а другие начинают активно действовать. Геоморфологически при таком типе вулканизма выделяется обширный по размерам лавовый покров, на поверхности которого располагаются обычно небольшие по размеру вулканы центрального типа или многочисленные шлаковые или шлако-лавовые конусы.

Строение вулканических аппаратов и их геоморфологический облик характеризуются большим разнообразием и зависят от ряда факторов: тектонического положения магмовыводящего канала, структуры горных пород, на котором они расположены, характера, деятельности и интенсивности извержения; физико-географической обстановки, в условиях которой протекает вулканический процесс; комплекса действующих экзогенных процессов; химического состава извергающейся магмы (степени ее кислотности); экзоморфодинамических процессов. При извержениях основной базальтовой магмы, дающих обычно излияние наиболее жидких лав с незначительным количеством выбросов пирокластического материала (бомб, лапиллей, пепла), образуются вулканы центрального типа, получившие название щитовых (отражает их форму). Они имеют очень пологие (5—10°) склоны, большой диаметр с округлыми неглубокими кратерами чашеобразной формы диаметром 1—5 км с очень крутыми или вертикальными стенками и плоским дном. Заполнены они застывшей или жидкой фонтанирующей лавой, образующей лавовое озеро. Относительная высота таких вулканов обычно невелика, но у длительно развивающихся полигенных вулканов может достигать больших величин. Вулкан Мауна-Лоа на Гавайских островах считается величайшим щитовым вулканом Мира. Он имеет диаметр основания 400 км, объем сотни тысяч кубических метров и поднимается над дном Тихого океана почти на 10 км. По мере повышения кислотности магматического расплава возрастает роль выбросов пирокластического материала при извержениях. Вязкость магмы увеличивается,

лава становится менее текучей. Значительно меняются геоморфологический облик вулканических гор и их внутренняя структура. Эксплозивная и эффузивная фазы вулканической деятельности нередко сменяются следующей за ними экструзивной фазой. При этом образуются экструзивные тела разных типов, повторяющие форму канала, из которого они выдавливаются. Многие из них быстро разрушаются, но крупные широкие куполовидные экструзивные тела существуют тысячи и миллионы лет, будучи хорошо выраженными в рельефе. Примером их могут служить куполовидные горы в Нахичеванском районе Закавказья, высотой во многие сотни метров и диаметром более километра, сложенные дацитами. Возраст их оценивается около 10 млн. лет. В ряде случаев экструзивные тела по внешнему облику (конической формы) напоминают стратовулканы, но не имеют кратеров или образуют сложные купола, возникшие в результате нескольких последовательных этапов выдавливания. Вулканические горы, представляющие собой стратовулканы, в особенности полигенные их разновидности, имеют сложное внутреннее строение и геоморфологически очень разнообразны. Меньшими размерами характеризуются моногенные вулканы.

Сложные вулканические постройки представляют собой обширные поля ареального вулканизма, как, например, Гегамское вулканическое нагорье в Армении. Последнее является вулкано-тектонической структурой. Начиная с позднего неогена в образовании структуры нагорья преобладающую роль играли вертикальные движения, сопровождающие вулканизм. Вулканические излияния были приурочены к сводовым изгибам, где формировались структуры растяжения. Расположение центров излияния раннечетвертичного и среднечетвертичного времени связано с образованием широкого свода, в пределах которого в начале излияний вулканы располагались вдоль поднятия. В позднечетвертичное время вулканическая деятельность сосредоточилась вдоль более узких гребневидных структур. Линейное размещение вулканических жерл определялось структурой фундамента. Лавовые покровы Гегамского нагорья по возрасту тектонических нарушений разделяются на позднеплиоценовые, раннечетвертичные, средне- и позднечетвертичные. Первые из них сильно эродированы. Деятельность вулканов Гегамского нагорья периодически оживлялась в связи с определенным режимом тектонических движений, давая сложную картину вулканического рельефа.

В вулканических областях местами широкое развитие получают маары, а также разнообразные жерловые и субвулканические пояса, подверженные процессам селективного выветривания и денудации, образующие положительные формы рельефа. Так, при препарировке выводного трубообразной формы канала, заполненного столбообразным телом изометричной формы, в сечении образуется некк. Размеры некков различны — от метров до первых километров. В рельефе такие формы, в зависимости от состава слагающего их материала, образуют положительные и реже отрицательные формы рельефа. Так же образуются и разных размеров дайки. С вулканическими аппаратами, часто не сохраняющимися в рельефе, тесно связаны покровы и потоки вулканического материала. Лавовый поток — это линзообразное тело, геоморфологически представляющее платообразную поверхность, образовавшуюся в результате излияния лавы на поверхность. Часто покровы занимают обширные пространства, достигая многих тысяч и даже миллионов квадратных километров (траппы раннетриасового возраста на Сибирской платформе, раннеюрского — на юге Африки, мел-палеогенового — на Деканском плато в Индии и др.). Обычно они образуются при многократ-

ных излияниях из многочисленных центров извержений и являются сложно построенными телами. Лавовый поток отличается полосовидной в плане формой с резким (в 10—100 раз) превышением длины над шириной. Он заполняет неровности ложа, часто с очень расчлененным рельефом. Нередко поток состоит из серии взаимно перекрывающих друг друга отдельных более мелких потоков, суммарная мощность которых больше амплитуды расчлененного подстилающего рельефа. Мощность лавовых потоков очень изменчива, достигает десятков и сотен метров. Их распространение и морфология поверхности зависят от химического состава магмы. Основные лавы низкой вязкости образуют потоки большой длины (до 100 км и более). Кислые лавы, более вязкие, значительно менее подвижны; длина потоков лав липарито-дацитового и липаритового состава не превышает нескольких километров.

В пределах Исландии и провинции Британская Колумбия (Канада) встречаются своеобразные по морфологическим особенностям вулканические формы рельефа. Они образуют «столовые» горы с неровной поверхностью и крутыми склонами. Г. Кьяртанссон, В. Матьюс и М. Шварцбах предполагают, что эти вулканы возникли подо льдом в огромных проталинах. Базальтовая магма, проникавшая из недр по трещинам, выступала на поверхность под ледяным четвертичным покровом. Лава внедрялась под ледяные своды, протаивала обширные пространства во льду и, находясь в постоянном соприкосновении с талыми водами, подвергалась раздроблению в результате возникавших взрывов и выбросов пара. В итоге образовывалась своеобразная порода — палагонитовые туфы и брекчии, сопровождаемая неправильными по форме телами и пластовыми базальтами. Характерные формы «столовых» гор возникли в результате накопления рыхлых продуктов извержения центрального типа, которые заполняли дно талого озера среди ледяных берегов. Часто сверху сравнительно рыхлые продукты извержения прикрыты базальтовым покровом, образовавшимся после заполнения проталины льда вулканическими продуктами уже в субаэральных условиях. Здесь же часто встречаются грядовые горы, сложенные обломочным вулканическим материалом, накопленным при подледных извержениях трещинного типа. После таяния ледников образовался очень своеобразный ландшафт совершенно особых плосковершинных вулканических гор, который автор наблюдал и изучал в Исландии.

Отмеченные выше закономерности новейшего магматизма подтверждают, что крупнейшие вспышки вулканической деятельности в неотектонический этап охватывают всю планету, различно проявляются в пределах континентов и океанического дна, отражают ритмичность тектоно-магматических процессов, связаны с «возбуждением» мантийного вещества Земли. Магматические процессы ведут к образованию различных вулкано-тектонических структур, а разное проявление тектонических процессов приводит к образованию разнообразных типов вулканической деятельности. При изучении явлений магматизма необходимо учитывать взаимодействующие экзоморфодинамические и геодинамические процессы. Все сказанное также необходимо принимать во внимание при составлении карт неотектоники, особенно средних и крупных масштабов.

Глава VIII

ГЕОДИНАМИКА ТЕХНОГЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ И ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ НЕОТЕКТОНИКА

ЭКОЛОГИЯ И ТЕХНОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Проблемы охраны окружающей среды. Расширяющиеся масштабы научно-технического прогресса последних десятилетий привели к такому взаимодействию человеческого общества и природы, которое поставило перед человечеством новую экологическую проблему. В широком понимании эта проблема имеет две стороны. Первая — связана с ухудшением качества окружающей человека природной среды в результате развития индустриализации, урбанизации, истощения энергетических и сырьевых ресурсов, демографических изменений (численность населения на Земле удваивается приблизительно за 40 лет), нарушения естественных экологических балансов, уничтожения отдельных видов животных и растений, загрязнения окружающей среды и других отрицательных явлений хозяйственной деятельности человека на Земле. Вторая — воздействие людей на природу, сознательное, планомерно развивающееся взаимодействие с нею, рациональное использование и воспроизводство окружающей среды, направленное на прогрессивное развитие среды обитания на научной основе, практическое управление ею. С экологическими проблемами тесно переплетается другая проблема современности — охрана окружающей среды. Под ней понимается охрана водной и воздушной среды, почв, животного и растительного мира и верхних горизонтов литосферы. Земная кора рассматривается как ведущая и определяющая часть окружающей среды — биосферы, как среды обитания и деятельности человека, о чем в 1967 г. писал А. В. Сидоренко. Возникла дополнительная проблема прогноза развития окружающей среды в связи с дальнейшим развитием научно-технического прогресса и интенсивной хозяйственной деятельностью человека. Масштаб воздействия человека на природу можно ощутить по данным, приведенным в работах Е. М. Сергеева, И. М. Плотникова, С. Краевского, Г. И. Тер-Степаняна.

Производственная деятельность людей приводит к ежегодному перемещению 10 тыс. км^3 вещества. Ежегодно в мире добывается более 4 млрд. т нефти и природного газа, более 2 млрд. т угля, в виде руды и сопровождающих горных пород извлекаются почти 20 млрд. т горной массы. При этом горючие ископаемые, руды, горные породы, подвергаясь переработке, попадают в воздух, почву, воду. Проводя горные работы по добыче полезных ископаемых, человек все более проникает в глубокие горизонты земной коры. В Европе, в ЧССР рудники достигли глубины 1500 м от поверхности земли; в ГДР, ФРГ, Бельгии уголь добывается с горизонтов ниже 1300 м. В Донбассе коксующийся уголь извлекается с глубин порядка 1000 м. В Индии золотые рудники достигли глубин 3800 м, а в Южной Африке 3950 м. Больших глубин достигают открытые разработки. Например, угольный разрез Коркино (Урал) запроектирован до глубин 520 м, Сарбайский железорудный карьер (Казахстан) — до глубины 450 м, а разработка руды на горе Благодать (Урал) ведется уже на глубине 800 м. На большие глубины проникает

человек сверхглубокими скважинами, крупнейшая из которых находится на Кольском полуострове (СССР) и прошла уже 12 км (при проектной глубине 15 км).

Человек возводит сложные промышленные и жилые здания, огромные гидротехнические сооружения, образующие водохранилища, размеры которых позволяют их называть «морями». Протяженность берегов искусственных водохранилищ к 1970 г. достигла 35 тыс. км. Здесь интенсивно происходят разнообразные геодинамические процессы переработки берегов. В самых различных природных условиях человек сооружает дороги. Общая протяженность только железнодорожной сети мира составляет 1400 тыс. км. И на всем этом протяжении — насыпи, выемки, мостовые переходы, тоннели и другие инженерные сооружения. Ежегодно путем перепашки полей человечество переворачивает и разрыхляет до 30 см верхнего слоя земли, что составляет несколько тысяч кубических километров почвы. Разрыхленная масса грунта подвергается разнообразным геодинамическим процессам (эрозии, дефляции и др.). Во всем мире к концу века площадь орошаемых земель достигнет 200 млн. га. Не меньшие площади подвергнутся осушению. Длина только магистральных оросительных каналов в СССР превышает 300 тыс. км. А это значит, на огромных пространствах изменяется гидрогеологический режим, протекают специфические процессы засоления, заболачивания и др. На колоссальные расстояния протянулись нефтегазо- и углепроводы, сооружение которых также связано с земляными работами. Во всем мире создаются искусственные нефте-газохранилища, проводится захоронение жидких и складирование твердых промышленных отходов. На огромных территориях осуществляются мелиоративные работы. Свою техническую деятельность человек распространил и на дно акваторий.

В связи с развитием горной промышленности и изъятием значительных площадей земли при добыче минерального сырья и топлива встает проблема рационального складирования отходов горных предприятий, рекультивации почв, восстановления их продуктивности. И все же мы теряем значительное количество земель. Достаточно сказать, что под различными сооружениями находится 4 % суши, а к 2000 г. эта цифра достигнет приблизительно 15 %. Наметился большой дефицит такого минерального сырья, как вода. Это предполагает не только ее экономное расходование, но и увеличение водных ресурсов в южных районах нашей страны.

Масштабы загрязнения окружающей среды можно видеть из сравнительных данных А. М. Рябчикова. В настоящее время в мире насчитывают 400 крупных промышленных городов и на суше зарегистрировано 578 активных вулканов, масса продуктов извержения которых в среднем за год (за последние 400 лет) составила 2,5 млрд. т лавы, пепла, газов и водяных паров. Все города (из которых 136 — с миллионным населением) ежегодно выбрасывают в окружающую среду до 3 млрд. т отходов, свыше 500 км^3 жидких стоков и около 1 млрд. т различных аэрозолей. При этом концентрация пыли и других загрязнителей в атмосфере среднего промышленного города в 150 раз, а в сельской местности в 10 раз выше, чем над поверхностью океана.

Если под влиянием техногенных процессов содержание углекислого газа в атмосфере увеличится примерно в два раза, то температура воздуха нашей планеты может возрасти приблизительно на 2,5—3 °С, что приведет к глобальному изменению климатических условий — потеплению и, как следствие, изменению площади снежного и ледяного покрова, режима выпадения атмосферных осадков, повышению уровня Миро-

вого океана. По данным ЮНЕСКО, общее количество разнообразных промышленных отходов, сбрасываемых заводами мира в водоемы и на поверхность земли, оценивается в 32—34 млрд. м^3/год.

Как указывал в 1980 г. А. В. Сидоренко, под влиянием научно-технического прогресса воздействие человека на литосферу становится все более интенсивным. В условиях бурного развития техники, внедрения новых веществ и новых видов энергии во все сферы жизни, интенсивного извлечения из недр воды, нефти, газа, угля, различных руд и горных масс, развития инженерного строительства, городов и т. п. человек как производитель и как потребитель сталкивается с новой, искусственной средой и ее компонентами, с новой, техногенной биосферой — биотехносферой. Если раньше человек локально воздействовал на литосферу, то теперь его деятельность приобрела поистине глобальные, планетарные масштабы и стала соизмеримой с проявлениями разнообразных природных геологических процессов. Американские авторы, рассматривая процессы денудации, указывали, что человек повышает последствия проявления геологических процессов сверх «геологической нормы». Поэтому говорят о нормальной денудации и ускоренной, эксцессивной денудации, об эксцессивных геологических процессах. Путем проведения экспериментов было показано, что при воздействии человека эрозия, например, увеличивается от 200 до 500 раз против нормальной. Однако скорость и интенсивность проявления геологических процессов под влиянием действия человека не могут явиться аргументом выделения их в особую группу инженерно-геологических процессов. Эти качества характеризуют только их динамику. Техническая деятельность человека нарушает естественные условия и в той или иной мере влияет на ход большинства природных процессов. Они или активизируются, или замирают, или образуются вновь. Пожалуй, трудно назвать такой процесс, который возникал бы под влиянием инженерных сооружений и не имел бы аналогов среди природных процессов. Выделение инженерно-геологических процессов базируется на поверхностных, кажущихся признаках и не имеет научной основы, на что в 1977 г. обратили внимание В. Д. Ломтадзе и в 1981 г. Н. И. Николаев.

Таким образом, при все более расширяющейся и углубляющейся деятельности человека, которая уже в настоящее время приобретает планетарные масштабы, проблема рационального использования природных ресурсов, их воспроизводства и охраны стала важнейшей экономической, социальной и даже политической проблемой. Кратко ее называют проблемой окружающей среды. Однако вследствие многокомпонентности эта проблема носит междисциплинарный характер и в ее разработке должны участвовать представители различных наук, с максимальной экологизацией всех научных исследований.

Геологическая среда и экологическая неотектоника. Экология (экос — с греческого — дом, логос — наука) — наука о месте обитания живых существ, изучающая условия существования животных организмов, взаимодействие между организмами и средой, в которой они обитают. Такие биологические представления господствовали во второй половине XIX века. С выделением человека из мира животных в качестве особого социально-биологического феномена сфера приложения чисто биологического экологического подхода была ограничена. Развитие же в последние десятилетия научно-технической революции и ее воздействия на окружающую среду привело к необходимости введения новых понятий «экология человека», «экология общества», рассматривающих взаимоотношение природы, человека и общества. Произошла «экологи-

зация» современных естественных и общественных наук. Как указывает И. П. Герасимов, экологический подход распространился в другие области научных знаний, изучающих живую и неживую природу. Широкий круг научных дисциплин, решающих задачу оптимизации условий жизнедеятельности человека путем сохранения и улучшения свойств окружающей его среды, ликвидации вредных выбросов и отходов в окружающую среду, рациональной эксплуатации естественных ресурсов и др., требует многостороннего комплекса научных работ.

Решению экологической проблемы способствует начавшаяся экологизация современной науки и техники. Ее суть состоит в том, что развитие любой отрасли, а также практическое применение науки предполагает учет возможных последствий воздействия их на состояние соответствующих частей биосферы. Экологический подход рассматривается как особый общенаучный подход к изучению различных объектов природы и общества и что экологию, по И. П. Герасимову, П. Дювиньо, М. Танту и др., правильнее рассматривать не как самостоятельную научную дисциплину, а как определенное воззрение, базирующееся на знаниях и методах разных наук. Конечная цель экологии — выявление и изучение связей, существующих между окружающей средой, человеком и обществом. Окружающая среда — совокупность природных литосферных, абиотических, биотических и техногенных компонентов, видоизмененных (или созданных) деятельностью общества. В решение современной экологической проблемы вносят вклад все области научного знания и все отрасли техники. По справедливому мнению И. П. Герасимова, высказанному в 1980 г., географии, изучающей окружающую среду как систему с включенными в нее и природными и техногенными компонентами, должна принадлежать лидирующая роль в фундаментальных экологических исследованиях, так как современная география, указывает И. П. Герасимов, более других наук подготовлена к экологическим исследованиям на междисциплинарной основе. Она для этого располагает необходимыми методами, а главное — огромной научной информацией о природной среде и ее естественных ресурсах, о степени и формах их освоения и хозяйственного использования.

Важнейшая часть окружающей среды — геологическая среда. Ее определяют как часть литосферы, которая испытывает воздействие человека и состоит из любых горных пород и почв, слагающих верхнюю часть земной коры, находящихся под воздействием инженерно-хозяйственной деятельности человека, в результате чего изменяются природные геологические процессы, возникают новые антропогенные процессы, происходит изменение инженерно-геологических условий определенной территории [20]. Считая справедливым такое толкование понятия геологической среды, в 1983 г. Н. И. Плотников уточняет его и подчеркивает, что рассматривая геологическую среду как верхнюю часть литосферы, в ее состав помимо горных пород и подземных вод должны входить природные газы и микроорганизмы, в естественных условиях всегда находящиеся во взаимодействии, формируя динамическое равновесие. Наибольший интерес при изучении геологической среды, по мнению Н. И. Плотникова, представляет та ее часть, с которой непосредственно связана активная форма жизни и производственной деятельности человека, так как именно в этих условиях возникают различные техногенные процессы, изменяющие геологическую среду.

Такое понимание геологической среды вызывает некоторые замечания. По мнению В. Д. Ломтадзе, высказанному в 1977 г., геологическая среда — это окружающие нас геологические условия, это объективно

существующая реальность. Поэтому нельзя данное понятие связывать только с влиянием человека, только с зонами влияния сооружений, инженерных работ и технологических процессов. Этим допускается методологическая ошибка, так как геологические условия, образующие геологическую среду, изменяются во взаимодействии с атмосферой, гидросферой, биосферой, и внутренними сферами Земли. Кроме того, как на это указывал в 1981 г. Н. И. Николаев, факторами геологической среды являются не только горные породы, но и их состояние, зависящее от фазового состояния влаги и ее количества (особенно в дисперсных грунтах), рельеф, геокриологические условия, подземные воды, глубины их залегания, химический состав, гидрогеологические процессы, проявление неотектонических движений, гидрология, почвы, элементы климата и микроклимата, геофизические поля и другие геофизические и географические факторы. Поэтому нельзя геологической средой называть только сферу воздействия человека на земную кору, как это вытекает из приведенного выше определения. Геологическая среда присутствует всюду вне зависимости от проявления человеком инженерной и хозяйственной деятельности. Комплекс компонент геологической среды определяет собой потенциальную инженерно-геологическую обстановку. Воздействие различных видов строительства и хозяйственной деятельности человека может вызывать изменение каждого элемента природной среды и изменения инженерно-геологической обстановки, приводя к преобразованию геологической среды в инженерно-геологическую среду (всегда в зоне влияния сооружений).

Среда жизни и деятельности человека определяется и не только геологическими факторами, но взаимодействием различных оболочек Земли, являющихся предметом изучения специальных дисциплин. Поэтому вряд ли можно говорить, что инженерная геология оказалась из всех геологических дисциплин наиболее к этому подготовленной [20]. Очевидно, и инженерная геология, и различные разделы географических и геологических наук, и другие научные дисциплины должны иметь экологическую направленность, точку зрения. К этой мысли приходят как И. П. Герасимов, так и Н. И. Плотников, считающие, что одним из новых направлений в современной гидрогеологии должна была бы быть «техногенная гидрогеология». Правильнее было бы ее назвать «экологической гидрогеологией». Задача же оптимизации условий жизнедеятельности человека, рациональной эксплуатации естественных ресурсов и другие вопросы, входящие в понятие «экология человека», «экология общества», требует специального комплексного анализа с учетом всех данных, получаемых специальными дисциплинами. Только их интеграция может выработать теоретико-методологические основы представлений по рационализации, оптимизации и гармонизации сложных процессов взаимоотношений человека и окружающей его среды. Как писал в 1980 г. А. В. Сидоренко, нам нужны не только хорошие законы об охране природы, но мы должны воспитывать и хорошее отношение к ней. Как мы старались показать, экологические идеи должны становиться одним из синтетических элементов любого научного знания, присущих всем дисциплинам. Только таким путем может быть воспитано бережное отношение к природе и ее охране.

Говоря о неотектонике, мы должны рассмотреть ряд вопросов современной геодинамики, имеющих отношение к затронутым выше проблемам. При любой инженерной и хозяйственной деятельности человека в той или иной мере проявляются техногенные движения. Под ними

понимают поверхностные перемещения горных масс, почвы, возникающие под влиянием как эндогенных, тектонических процессов, так и широкой группы внешних (экзодинамических) воздействий, при участии человека. Последний вмешивается в окружающую среду, изменяет ее и влияет на естественный ход различных естественных геодинамических процессов, или усиливая, или ослабляя их, или придавая им другое направление. Всегда техногенные движения протекают на фоне проявления других категорий движений, имеющих различные источники энергии, и проявляются в большинстве случаев локально, реже регионально.

Понятие техногенные движения не следует смешивать с более общим термином «техногенные процессы», которые, по определению *Н. И. Плотникова (1983 г.), представляют собой совокупность тесно* связанных между собой и взаимно обусловленных гидрогеологических *и инженерно-геологических процессов, проявляющихся в геологической* среде (верхней части земной коры) и формирующихся под влиянием эксплуатации различных водохозяйственных и других сооружений. Под такое определение попадает и часть явлений, рассматриваемых нами ниже, связанных с такими процессами, как сдвижение горных пород в зоне развития горных выработок, сопровождающееся формированием трещиноватости горных пород, явления депрессионных деформаций горных пород при снижении пластовых давлений, проседание поверхности как следствие понижения уровня грунтовых вод и др. Техногенные движения связаны с изменением статических нагрузок, гидростатических условий в недрах, приложением динамических нагрузок, искусственных изменений температур недр, изменением напряженного состояния массивов горных пород благодаря технической и хозяйственной деятельности человека и т. д. Все названные причины вызывают изменения естественного напряженного состояния, перемещения горных масс, деформации в виде пространственного смещения участков земной коры, разрывы, увеличения трещиноватости пород, их разрушение, землетрясения, разнообразные влияния на экзодинамические процессы. Взаимоотношение между человеком и геологической средой и составляет предмет рассмотрения экологической неотектоники.

Предложено несколько классификаций техногенных движений [51], в которых рассматриваются причины этих движений. В зависимости от величины территории, охваченной техногенными движениями, И. Д. Гофштейн в 1972 г. предложил различать: проявляющиеся в контуре очага их действия; расположенные в очагах, находящихся недалеко друг от друга, в совокупности образующие районы и провинции. Очаги могут быть действующими и потенциальными в виде площадей, где техногенные движения еще не зафиксированы, но где их следует ожидать в недалеком будущем. Масштабность (глубина, охватываемая площадь) этих движений колеблется в значительных пределах. Меньше — время функционирования по сравнению с другими типами движений. Проявления техногенных движений на фоне различных категорий тектонических движений разграничить бывает трудно и не всегда возможно. Вообще диагностика поверхностных движений часто оказывается спорной. Техногенные движения — явление широко распространенное, но в каждом отдельном случае требуется специальное изучение. Их геодинамику удобнее рассматривать, подразделяя ее на медленные техногенные движения и быстрые, импульсные, сопровождающиеся землетрясениями.

ГЕОДИНАМИКА ТЕХНОГЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ, СВЯЗАННЫХ С ГОРНЫМИ РАБОТАМИ

Геодинамика медленных техногенных движений. С помощью повторных нивелировок обнаруживают не только тектонические движения, но и накладывающиеся на них перемещения земной поверхности, вызванные технической деятельностью человека. Медленные техногенные движения возникают в результате сдвижения земной поверхности в районах проходки горных выработок, проседаний поверхности при эксплуатации нефтяных и газовых месторождений, добычи подземных вод, создания крупных водохранилищ и др. Стационарные наблюдения показали, что амплитуды техногенных движений могут достигать больших значений. Выявлено, что интенсивное использование подземных вод в районах многих городов мира приводит к образованию глубоких депрессионных воронок диаметром в десятки километров и глубиной в десятки, иногда сотни метров. Обнаруживается полная корреляция между интенсивностью опускания земной поверхности и объемом откачанной жидкости. При этом изменяется гидродинамический, химический, температурный режим водоносных горизонтов, происходит уплотнение горных пород в процессе обезвоживания (вторичная консолидация осушенных пород). Максимальные деформации сжатия, как отмечали В. А. Мироненко и В. М. Шестаков, происходят в узкой зоне, прилежащей к водоносному горизонту. Механизм состоит в увеличении эффективных напряжений в скелете пород и уменьшении их пористости, а величина оседания соответствует разности между сжатием скелета и упругим расширением минеральных зерен при снижении гидростатического давления и неизменности геостатического.

На территории г. Москвы при сопоставлении карт пьезометрических уровней и гидроизогипс водоносных горизонтов с картами опусканий на территории Москвы с начала XX века была зафиксирована взаимосвязь изменения состояния пород и деятельности человека. В отдельных местах, особенно там, где имеются массивные сооружения, величина опускания поверхности достигла нескольких десятков сантиметров. В г. Лондоне с 1865 по 1931 г. территория центральной части города опустилась на 6—18 см, что продолжалось и в последующие годы. Предполагают, что к 2000 г. величина оседания поверхности города достигнет 45 см. Вследствие отбора воды из водоносных горизонтов на территории г. Мехико, построенного на толще пород аллювиального, озерного и вулканического происхождения, происходит опускание земной поверхности на отдельных участках до 7 м со скоростью от 24 до 50 см/год. По прогнозным оценкам, при сохранении режима водоотбора к 2000 г. оседание достигнет 11 м. В некоторых городах осадка достигала до 17—24 см/год. Непрерывное опускание установлено на территории г. Токио, в среднем со скоростью 15 см/год и более. Интенсивный водоотбор приводит к значительному снижению пластового давления в водонапорной системе Токийского артезианского бассейна, снижению пластового давления, проявлению процессов вторичной консолидации и депрессионному уплотнению породы. Как следствие, происходят деформации поверхности земли (увеличивающиеся по мере приближения к побережью моря), поверхностных и надземных сооружений, частичное затопление города со стороны моря. Скорость оседания почти пропорциональна скорости снижения пьезометрических напоров подземных вод. Аналогичные явления происходят и во втором по величине японском городе Осака, где за 35 лет эксплуатации подземных вод общая деформация поверхности

земли составила более 2,5 м. То же самое наблюдали И. В. Гармонов, Э. А. Новиков, И. В. Норяинов в других городах.

Известны многочисленные случаи деформаций земной поверхности в районах водозабора скважинами со значительным падением пьезометрического уровня, с максимумом в центральной части депрессионных воронок. Влияние эксплуатационного водоотбора из системы буровых скважин распространяется на значительные расстояния (более 100 км), а площадь депрессионной воронки достигает 15—20 тыс. км² и более. Деформация земной поверхности происходит главным образом в центре депрессионной воронки. При этом в зоне влияния водозабора активно развиваются процессы депрессионного уплотнения рыхлых пород над продуктивной толщей. Н. И. Плотников и С. Краевский указывали на случаи, когда интенсивность этих процессов приобретала форму стихийного бедствия. Опускания происходят не только в результате откачки подземных вод, но и под влиянием статических и динамических нагрузок. Установлено, например, что вибрации городского транспорта могут проникать на глубину до 70 м. Поэтому в некоторых городах Голландии дома, примыкающие к автострадам, наклонены в их сторону. В Москве и Ленинграде, по наблюдениям А. И. Снобковой, Ф. В. Котлова и др., осадка сооружений до 2,2 мм/год и более возобновилась в зоне улиц, где возросла интенсивность движения транспорта, создавая динамические нагрузки. Можно констатировать, что в результате антропогенных факторов происходит интенсивное понижение поверхности Земли вследствие проявления эндолитогенных процессов. Наиболее интенсивно этот процесс протекает в районах, сложенных сравнительно молодыми неуплотненными рыхлыми породами.

В некоторых случаях предполагают, что проседания территории городов объясняется не только понижением уровня подземных вод (грунтовых и артезианских) и уплотнением рыхлых пород, но и под влиянием дополнительных поверхностных нагрузок, что приводит к прогибаниям толщи земной коры. Такая точка зрения была высказана в 1973 г. С. И. Гольцем по отношению территории г. Москвы. На основании анализа данных повторных нивелировок вокруг «чаши проседания», которая постоянно углубляется и изменяет свои очертания, по периферии выделяется кольцевая зона относительных поднятий шириной 10—40 км, за пределами которой геодезические знаки имеют тенденцию к спокойному опусканию. Причины поднятия объясняются компенсационными тектоническими движениями, возникшими под влиянием тяжести городских застроек. По мнению геофизиков, в платформенных условиях для проявления компенсационных движений достаточно приложение нагрузки на поверхность в пределах первых килограммов на квадратный сантиметр, на площади с поперечником в 30—35 см. Тем не менее данный случай вызывает большие сомнения в возможности проявления изостатических движений и он реальнее объясним процессами уплотнения в поверхностных частях земной коры.

Широко известны сдвиги земной поверхности вследствие разработки пластов угля. Описаны случаи, когда разработка пласта мощностью немногим более 1 м на глубине 1000 м вызвала оседание поверхности на 40 см. Территория г. Цвиккау (ГДР), расположенного над горными выработками, за восемь лет опустилась на 8 м. При этом выявляется и горизонтальная составляющая перемещения. Так, одна из церквей в Цвиккау осела на 14 см и сдвинулась в горизонтальном направлении на 9 см. Оседание земной поверхности над разработкой трех пластов угля, залегающих на глубинах до 500 м в Львовско-Волынском угольном бассей-

не, в 1966 г. достигло 170 мм. Для многих угольных бассейнов И. Д. Гофштейн, И. В. Гармонов и др. отмечали, что величина прогибания составляет первые метры при глубине разработок до 1000 м, при диаметре депрессий поверхности над некоторыми бассейнами в сотни километров.

Особенности техногенных движений земной поверхности были выявлены на Кузбасском и Донбасском геодинамических полигонах. Специальное нивелирование обнаружило проседание поверхности, когда выработка угольного пласта мощностью до 1,5 м на глубине около 480 м находилась в 50 м от линии нивелирования. Характер движения реперов изменялся по мере продвижения фронта горных работ. Выявилось мульдообразное смещение. Максимальная просадка достигла 953 мм за 1,5 года. Происходило однонаправленное движение. Реперы, находящиеся вне зоны влияния горных работ, подчинялись иным закономерностям, выявленным предыдущими нивелировками. В. С. Вереда, Б. К. Юрченко, В. Т. Суровцев, Ю. Р. Рубоштан и др. установили, что скорости техногенных движений на 3—4 порядка превышали скорости современных вертикальных тектонических движений.

Усиленная эксплуатация нефтегазоносных месторождений также приводит к интенсивным опусканиям земной поверхности. Так, Д. А. Лилиенберг, И. Н. Мещерский отмечали, что за 50 лет (1912—1962 гг.) участки отдельных нефтеносных площадей на Апшеронском полуострове опустились на 2,5 м. Случаи интенсивных понижений земной поверхности в результате усиленной добычи нефти, газа вместе с подземными водами известны и в других странах мира. В США оседание земной поверхности в районе нефтяных месторождений Калифорнии за 38-летний эксплуатационный период достигало 9,5 м. Открытие месторождений нефти и газа в Западной Сибири повлекло за собой строительство различных сооружений, дорог и др. По прогнозам и на этой территории ожидается оседание поверхности в результате добычи нефти и газа, которые могут дойти до нескольких метров. Поскольку уровень грунтовых вод на большинстве месторождений находится на глубинах 0,3—1,5 м, то локальное понижение поверхности приведет к увеличению заболоченности и заозерности, что скажется на микроклиматических условиях и характере растительного и животного мира. Таким образом, в выявленных очагах действия техногенных движений последние накладываются на тектонические. Недоучет техногенных движений может привести к ошибочным выводам об амплитудах, скоростях и направленности современных собственно тектонических движений. Необходимо принимать во внимание действующие и потенциальные очаги, районы и провинции техногенных движений.

В настоящее время установлено, что создание крупных и глубоких водохранилищ с сосредоточением больших масс воды на сравнительно небольших территориях может вызывать прогибание земной поверхности, на которое накладываются деформации основания, вызванные нагрузками от сооружений. На необходимость проведения специальных исследований в этом направлении Н. И. Николаев указывал еще в 1960 г. при проектировании гигантских водохранилищ в КНР. Создаваемые нагрузки способны изменять напряженное состояние горных пород на значительных глубинах. Возникающие деформации земной поверхности распространяются за пределы периметра водохранилищ, образуя обширные депрессии. С. Я. Эйдельман, Р. Р. Тиздель установили, что на Братской ГЭС воронка оседания распространилась на 2—3 км в стороны от водохранилища, достигая 9—10 км в поперечнике с глубиной проседания в 56 мм за 5 лет после затопления. Аналогичные

воронки оседания наблюдаются на водохранилище Мид на р. Колорадо (США), где по расчетам величина прогибания определялась в 18 см, а действительная, зафиксированная наблюдениями, достигала 20,1 см; в долине р. Замбези (Африка) на водохранилище Кариба смещение достигало 12,7 см с максимумом прогибания 28,5 см. В пределах водохранилища Шиваджисагар на р. Койна (Индия) прогибание достигло более 10 см (14?) и т. д. Отмечается, что во всех случаях максимум опускания приходится на область максимальной нагрузки. По проектным расчетам Р. Р. Тизделя, С. Я. Эйдельмана, Н. И. Николаева максимальные значения прогибания для Токтогульского водохранилища на р. Нарын должны достигать 20—30 см, а для Рагунского на р. Вахш (Средняя Азия) — до 16—22 см.

Геодинамика быстрых (импульсных) техногенных движений. Проведение горных работ вызывает возбужденную сейсмичность, сопровождающуюся разрушениями или движениями породы, происходящими в результате изменения состояния напряжений массива вблизи горных выработок. Тип разрушения породы зависит от геологического строения и формы самой выработки. На поверхности открытые разработки приводят к деформации склонов, при которых разрушенная порода перемещается под действием собственной тяжести. При подземных выработках (при разработке жильных и пластовых месторождений), если имеется немного опорных столбов, расположенных сравнительно близко от границ выработки, на породу вокруг выработки действует деформация окружающих пород массивов. Образующиеся деформации могут приводить к быстрому изменению напряжений, воздействующих на разрушающиеся горные породы.

Разрушения пород, вызванные разработкой недр, бывают нескольких типов: 1) смещения в виде обвалов, медленных оседаний или оползней породы; 2) обрушения разрывно-взрывного характера; 3) горный удар, сильные разрушения сейсмического порядка — «глухой удар»; 4) «стреляние» породы, выбросы или вывалы породы. Деформации 1-го типа, происходящие под действием силы тяжести, сравнительно спокойные, хотя потенциально опасны. Нарушения 2-го типа сопровождаются бурным разрушением породы, обусловленным высоким внутренним напряжением, приводящим к повреждению горных выработок. Они наблюдаются в угольных шахтах, рудниках, при разработке неметаллических полезных ископаемых и даже в гранитных карьерах на глубинах менее 30 м от поверхности, вероятно, как результат исключительно высокой величины горизонтальной компоненты первоначальных напряжений в массиве. Однако они наиболее распространены в глубоких рудниках (шахтах), в которых ведется разработка жильных месторождений в твердых, крепких, хрупких кремнистых породах (магматического, метаморфического генезиса). 3-й тип — горный удар (бампс), наблюдается бурное разрушение или смещение породы, которое не обязательно сопровождается повреждением самой горной выработки. 4-й тип нарушений обычно возникает в угольных и соляных шахтах, представляет собой бурные выбросы породы, обусловленные стремительным высвобождением (в результате разрушения породы) адсорбированного или заключенного в самой породе газа. Во 2-м и 4-м типах нарушений объем породы, перемещающийся внутрь горной выработки, колеблется от долей кубического метра до тысяч кубических метров.

С. Г. Авершин описывал в 1955 г. горный удар как мгновенный выброс угля или породы или того и другого вместе в результате их предельного напряженного состояния при взрыве большого количества

взрывчатого вещества, заложенного в уголь или породу. Горный удар сопровождается резким сильным звуком и сотрясением окружающих пород, ощущаемым на поверхности в радиусе до нескольких километров. Выработки заваливаются выброшенным углем и породой разной крупности, часто образуется много угольной пыли, в некоторых случаях выделяется большое количество рудничного газа. Породы теряют устойчивость и часто обрушиваются, заваливая выработку. Горному удару часто предшествует увеличение давления на целики угля и крепь выработок, а после удара возрастание давления является обычным. Дно выработки вспучивается, в некоторых случаях происходит выдавливание целиков угля, заполняющего все сечение выработки. При ударе возникает сильная воздушная волна. Удары происходят на участках от нескольких до нескольких сот метров. Окружающие породы растрескиваются, раскрываются трещины кливажа и прочность их в этой части массива уменьшается. Горные удары возникают при разработке как угольных, так и рудных и соляных месторождений. Как правило, они возникают на глубинах более 250 м и менее вероятны в мягких породах. Таким образом, горный удар — следствие напряженного состояния горных пород, окружающих выработку. Когда эти напряжения достаточно велики, породы накапливают упругую энергию и создаются условия для ее быстрого высвобождения.

Горнякам давно известно, что порода начинает «говорить», и в ней проявляются горные удары в результате изменения напряжений, вызванных горными работами. Эти предвестники различным образом используются для определения степени безопасности работ. Хорошо известно, что когда порода подвергается напряжениям, приближающимся к пределу ее прочности, внутри породы возникают небольшие нарушения механической стабильности, вызывающие микросейсмические колебания. Начиная с 1938 г. делалось много попыток измерить микросейсмическую активность в шахтах и рудниках для предсказания и выявления мест обвалов и оседаний и бурных разрушений разрывно-взрывного типа, а также выбросов, вывалов и «стреляний» породы. Было обнаружено, что степень микросейсмической активности колеблется в широких пределах, что указывает на непрерывное изменение напряжений в породах. При этом большинству взрывных явлений предшествует значительное усиление микросейсмической активности. Именно это иногда использовалось для их предсказания. В участках, где разрушения скорее являются исключением, чем правилом, микросейсмическая активность служит индикатором исключительно высоких напряжений или слабости породы. В таких местах она может быть использована для прослеживания развития разрушения и может оказаться ценной при предсказании рассматриваемых явлений.

Разрушение породы и сейсмическая активность — неизбежные спутники обширных, заложенных глубоко под землей горных выработок. Для горных ударов и толчков характерно, что землетрясения происходят тем чаще, чем меньше их величина. Накоплен большой материал, свидетельствующий о реальном существовании в верхних горизонтах земной коры значительных по величине естественных напряжений. Показателями их являются трещины разгрузки или трещины отпора, аномально высокие пластовые давления, «стреляние» пород, горные удары на рудниках и шахтах и др. Горный удар — наиболее яркое проявление горного давления. Все сопровождающие его явления представляют собой серьезное бедствие при горных работах. Горный удар — землетрясение, достигающее магнитуды до $M=5$ с выделением сейсмической энер-

гии до 10^9 Дж, сотрясения от которого регистрируются сейсмостанциями на огромных расстояниях (сотни километров). В основе сейсмической реакции горных пород лежит характер напряженного состояния. Выделяют два его типа: 1) геостатическое поле напряжений; 2) геодинамическое, в котором помимо гравитации (давления вышележащих пород) напряжения создаются накопленными тектоническими силами, внутрипородными процессами и неотектоническими движениями, играющими часто определяющую роль [36]. При наличии геостатических полей напряжений сжатие по вертикальному направлению в нетронутом массиве равно давлению, обусловленному тяжестью вышележащих масс горных пород. В ненарушенном массиве и при отсутствии сложных неотектонических движений горные породы, уже начиная с небольших глубин под земной поверхностью, находятся в состоянии гидростатического, т. е. равномерного всестороннего сжатия. Сжатие по горизонтальным направлениям зависит от степени однородности механических свойств различных пород, концентрации напряжений в зонах разломов и других причин. Значительные горизонтальные напряжения указывают на проявление тектонических сил или на релаксацию напряжений, которая происходит в течение продолжительного периода времени. В определенных условиях гидростатического сжатия горные породы приобретают соответствующие устойчивые свойства, в том числе известную объемную плотность, упругость, запас упругой энергии.

Геодинамические поля напряжений отличаются резко повышенным значением горизонтальных, а иногда и вертикальных напряжений сжатия, которые отличаются значениями в различных горизонтальных направлениях и обнаруживают связь с неотектоникой. Тектонические напряжения, характерные для геодинамических полей, возрастают с глубиной по линейному закону. Они проявляются уже на незначительных глубинах. Установлена общая корреляция между распределением угольных месторождений, опасных по горным ударам (при глубине разработки более 250 м), и степенью неотектонической активности тех районов, в которых они расположены. Она может быть выражена через величину наибольших касательных напряжений, действующих в земной коре. В тех районах, где она выше, горные удары на месторождениях происходят чаще и на меньшей глубине [36].

При создании горных выработок ранее установившееся состояние равновесия в массиве горных пород нарушается. Вблизи выработок основной перепад давлений, порождающий перемещение вещества и движения, равен разности между гидростатическим давлением в породах на данной глубине, в условиях ненарушенного массива, и атмосферному давлению, подводимому сюда горной выработкой. Происходит нарушение равновесного состояния, перераспределение напряжений, которое концентрируется, становится большим, чем в случае, если бы выработки не было. Напряжения приобретают характер гидродинамического поля, отличающегося от гидростатического. Значение его могут увеличить новейшие тектонические движения. Возникают сдвиговые напряжения, растягивающие усилия, деформации. Проявляющееся около выработок непрерывное пластическое течение, называемое квазипластическим, сопровождается трещинообразованием и разрывами разной величины. Разрушение породы на участках концентраций напряжений вблизи краев выработки — неизбежный спутник горных разработок. Образуются трещины почти параллельно внешнему абрису забоя; непрерывное трещинообразование приводит к потрескиванию породы и сейсмической активности. Фокусы землетрясений с магнитудой от <0 до $M>3$ распо-

лагаются в пределах метров и первых десятков метров от стенок продвигающегося забоя. Наиболее сильные из разрывных движений и есть горные удары, происходящие за счет высвобождающейся упругой энергии, в отличие от обрушений, которые возникают под действием силы тяжести, измеряемой давлением падающих масс и высотой падения. Упругая энергия черпается из горных пород, расположенных в пространстве, окружающем выработку, но преимущественно из той наиболее негидростатически напряженной области, где располагаются очаги горных ударов, перемещения разрывно-взрывного характера и выброса. После горного удара образующийся нарушенный трещиноватый, малопрочный материал в непосредственной близости от выработки, где упругая энергия израсходована, уже не может выдерживать больших напряжений, и зона повышенных негидростатических напряжений отодвигается в глубь массива с менее измененными и более прочными горными породами. Однако пластические и разрывные движения в окружающем пространстве продолжаются. При дальнейшей быстрой проходке выработок, когда впереди продвигающегося забоя область трещиноватого, разгруженного материала не успевает развиваться в достаточной степени, породы у самого забоя остаются сильно напряженными. Такие условия способствуют появлению горных ударов. Причиной их может явиться напряженное состояние горных пород, находящихся и в некотором удалении от выработки. Устанавливается зависимость между проявлениями бурных разрушений разрывно-взрывного характера и скоростью проходки, наблюдающаяся в шахтах ЧССР, на никелевых рудниках в Садбери в Канаде, Коларских золотых приисках в Индии, золотодобывающих рудниках в Южной Африке, цинковых рудниках в США и др.

Работами К. Кука и др. в 1974 г. было установлено, что сейсмические явления, вызванные горными разработками, выделяют и распространяют сейсмическую энергию от 10^{-5} Дж, в случае микросейсмических явлений до 10^{9} Дж в случае крупных горных ударов, что соответствует магнитудам от $M=-6$ до $M=5$. Частоты распространяемой энергии лежат в пределах от <1 Гц до >10 кГц. Часть спектра этих частот, в которой сконцентрирована большая часть рассматриваемой энергии, зависит от масштаба данного явления. Частота уменьшается с возрастанием этого масштаба, а высокие частоты быстро затухают с увеличением расстояния от фокуса землетрясения. В 1967 г. Дж. Ходжсон установил, что сейсмичность того или иного района в зонах выработок есть функция пространственной скорости выделения энергии при увеличении размера выработки. Скорость выделения энергии следует учитывать при планировании последовательности работ. Чем эта скорость выше, тем больше вероятность проявления крупных интенсивных сейсмических явлений, перед проявлением которых иногда наблюдается некоторое затухание активности.

Установлено, что подземные толчки зависят от характера технической деятельности человека. Количество их увеличивается при взрывных работах и снижается, когда горные работы вообще не производятся. При остановке горных работ трещинообразование и сейсмическая активность в течение нескольких дней приближаются к нулю. Размещение фокусов землетрясений сравнимо с зонами в породе, где концентрация напряжений, вызванная горными разработками, оказывается достаточной для порождения новых трещин в сплошной среде или для возникновения движений вдоль плоскостей ранее существовавших разрывных нарушений. Изолиниями на рис. 133 показаны максимальные и минимальные главные напряжения в плоскости разреза, проведенного через

схематически изображенный забойный участок шахты. Заштрихованный участок в верхней части рис. 133 изображает зону, в пределах которой возможна (на глубине 3 км) трещина сдвига в сплошной породе, штриховка в нижней части показывает зону, где может произойти скольжение вдоль ранее существовавших разрывов, имеющих близкую ориентировку. Можно видеть, что зона потенциальных сдвиговых трещин простирается над и под жилой и позади фронта забоя. Если половина расстояния между крайними точками забоя равна 300 м, то вертикальная протяженность этой зоны — почти 30 м. Трещины, начинающиеся внутри этой зоны, могут выходить за ее пределы, т. е. они распространяются дальше вследствие концентрации напряжений на ее концах. Зона растресканной породы захватывает несколько метров пространства перед забоем, что допускает продвижение потенциальной зоны растрескивания в этом направлении.

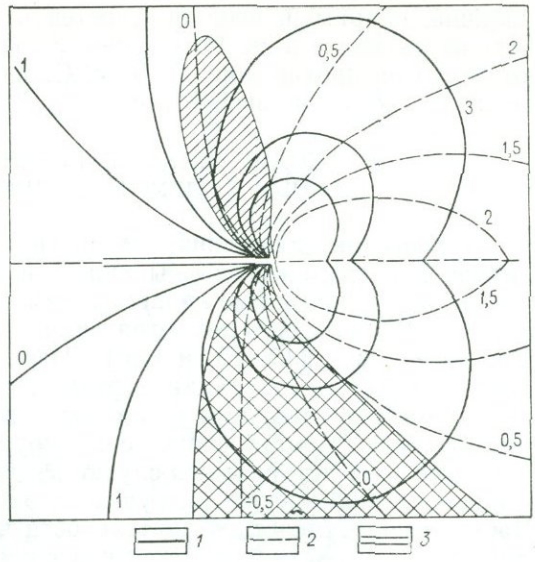


Рис. 133. Распределение максимальных и минимальных напряжений. По К. Куку

1 — максимальные напряжения; *2* — минимальные напряжения; *3* — напряжения в породах, индуцированных проходкой шахты в месте забоя

Рассматриваемый участок (симметричный над плоскостью жилы) широко охватывает (по обе стороны) нулевую изолинию напряжений. Зона простирается на безграничное расстояние от забоя, но величины вызванных напряжений быстро убывают с удалением от него. Вместе с тем убывает и вероятность образования скольжения. Налево от обеих этих зон (как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях) и ниже забоя в горизонтальном направлении доминируют напряжения растяжения. Только на этих участках максимальные и минимальные главные напряжения лежат в плоскости данного сечения. В других местах минимальные главные напряжения перпендикулярны к этой плоскости.

Трещины, образующиеся в результате горных работ, почти вертикальны и распространяются параллельно плоскости забоя. Промежутки между ними колеблются от нескольких миллиметров до 1 м. Это или волосные трещины, или трещины с зеркальной поверхностью скольжения. Частично — это следствие горных ударов, частично они связаны с проявлениями тектонических движений. Средняя длина трещин 10—100 м, они сливаются и разветвляются. Вертикальная протяженность 5—100 м, часто заканчиваются и на плоскостях напластования.

Значительные коррективы в указанные выше эмпирические данные вносят геологические факторы. Например, количество случаев горных ударов увеличивается вблизи крупных разрывных нарушений, вблизи даек и т. д. При разработке выработок без взрывов значительное влияние на распределение напряжений оказывают геологическое строение,

наличие, например, неоднородностей в породе в виде ранее существовавших разрывов и др. Изменения породы впереди плоскости забоя имеют место на протяжении до 10 м. Скорость выделения энергии зависит также от геометрии выработки.

ГЕОДИНАМИКА ТЕХНОГЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ, СВЯЗАННЫХ С ДРУГИМИ ИНЖЕНЕРНЫМИ РАБОТАМИ

Техногенные движения, связанные с заполнением крупных водохранилищ. В последние годы выявилось влияние технической деятельности человека на эндогенные процессы, изменение сейсмического режима, частоту и интенсивность землетрясений. Этой проблеме посвящена обширная литература [13, 15 и др.]. Изменение локальной сейсмичности выявлено при эксплуатации нефтяных и газовых месторождений, закачке жидкости в скважины и откачках, подземных ядерных взрывах, ирригационных работах, заполнении крупных водохранилищ. В мировой практике зарегистрированы случаи землетрясений с $M \geqslant 6$, приводивших к повреждению плотин, разрушению построек и человеческим жертвам. Часто связь технической деятельности человека с усилением локальной сейсмичности рассматривается как случайное совпадение, особенно для сейсмически активных районов, где увеличение сейсмической активности кажется скорее видимым, чем реальным. Применение специальных статистических исследований Р. Адамса, а также А. М. Бабаева и др., Д. Симпсона, О. В. Соболевой на Нурекском водохранилище (р. Вахш) в Таджикистане, где впервые на территории СССР был зарегистрирован случай изменения локальной сейсмичности в связи с заполнением водохранилища, не оставляют сомнений в реальном воздействии технической деятельности человека на эндогенные процессы. В настоящее время ряд случаев порождает дискуссию (землетрясения в районе Газли — СССР, Орвилл — Калифорния и др.). Такие землетрясения относятся к природным, у которых искусственно вызвана разрядка посредством триггерного механизма, связанного с технической деятельностью. Для обозначения таких землетрясений пользуются разной терминологией: искусственные, наведенные, вызванные, генерированные, индуцированные, плотинные. Мы используем термин возбужденные землетрясения.

В последние годы в связи с расширением инженерной деятельности человека увеличилось число случаев этих явлений. В США, например, признано, что проблема возбужденных землетрясений имеет государственное значение. Она изучается межведомственными и международными организациями [13]. Наиболее изучены случаи возбужденных землетрясений, связанные с заполнением водохранилищ, закачкой жидкости в скважины и при подземных атомных взрывах. Отметим наиболее крупные землетрясения, связанные с гидротехническим строительством за рубежом. Связь таких землетрясений с технической деятельностью человека не вызывает сомнений. Впервые на это явление было обращено внимание в США после постройки плотины Гувер на р. Колорадо, образовавшей оз. Мид. Толчок был зарегистрирован в 1936 г., т. е. через год после начала заполнения плотины. До этого существенной сейсмической активности в районе строительства не отмечалось. В настоящее время регистрируются 1—2 землетрясения в день, которые концентрируются вдоль разломов; глубина очагов 5 км и менее; максимальная магнитуда $M=5$. При этом А. Роджерс установил прямую зависимость между локальным проявлением сейсмичности и нагрузкой воды в водохранилище. Э. Андерсон выявил историю геологического развития структур района

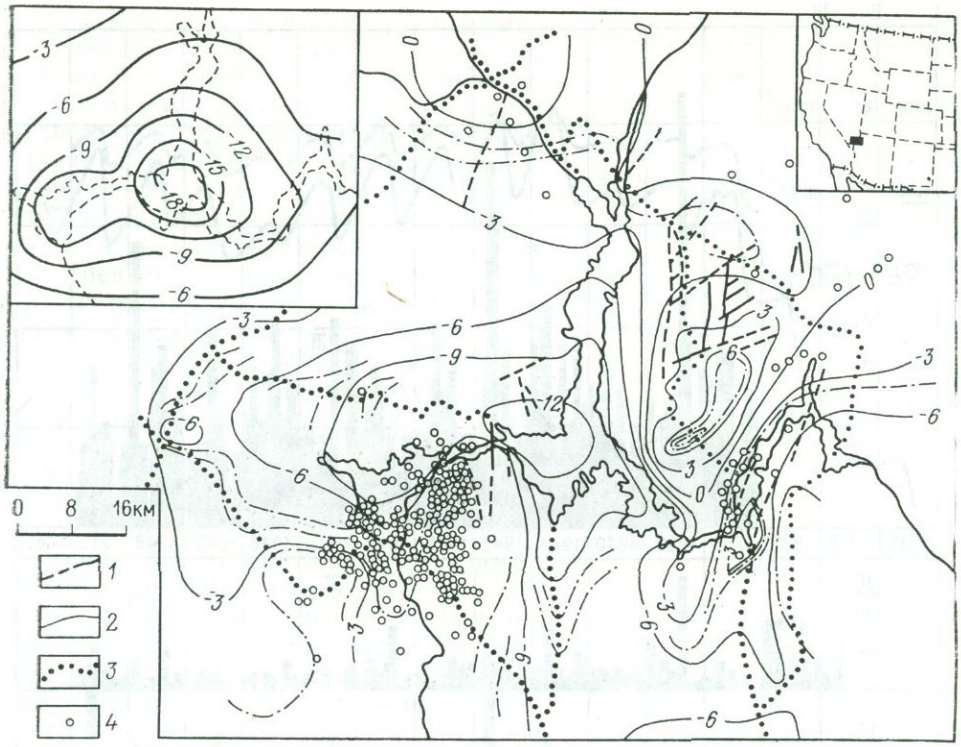


Рис. 134. Движения земной коры и землетрясения, связанные с заполнением водохранилища Мид на р. Колорадо, США. По Д. Кардеру

1 — разломы; *2* — изолинии движений (цифры — величины движений за 1936—1941 гг., см); *3* — ходы повторного нивелирования; *4* — эпицентры землетрясений. На врезках: справа — положение участка на западе Северной Америки; слева — погружения, теоретически рассчитанные до заполнения водохранилища, см

приблизительно за 21 млн. лет, т. е. почти за неотектонический этап. Определены две структурные депрессии, отразившиеся в конфигурации водохранилища в виде двух расширений, разделенных узкой перемычкой (рис. 134). Нижнее расширение Боулдер, примыкающее к плотине, отличается большей сейсмичностью. Расположенная выше по течению впадина Вирджин характеризуется меньшей сейсмичностью. Разницу в распределении сейсмической активности Э. Андерсон объясняет широко распространенными отложениями соли на небольших глубинах во впадине Вирджин. Соли и глинистые породы создают здесь водонепроницаемую изоляцию, вследствие чего гидравлическая связь между водохранилищем и глубокими подземными водами отсутствует, чем и объясняется малое число эпицентров землетрясений (рис. 135).

Хорошо документированы случаи землетрясений на водохранилищах Кремаста в Греции и Шиваджисагар на р. Койна в Индии. Зафиксировано увеличение количества небольших толчков около этих водохранилищ сразу после их заполнения. Как считают многие ученые [13, 15 и др.], связь землетрясений с водохранилищами была несомненной. За слабыми толчками типа форшоков следовали сильные толчки с магнитудами: $M=6{,}2$ — для Кремаста и $M=6{,}3$ — для Койна. В Кремасте сильный толчок проявился после трехмесячной активности слабых возбужденных землетрясений; в Койне кульминация произошла после че-

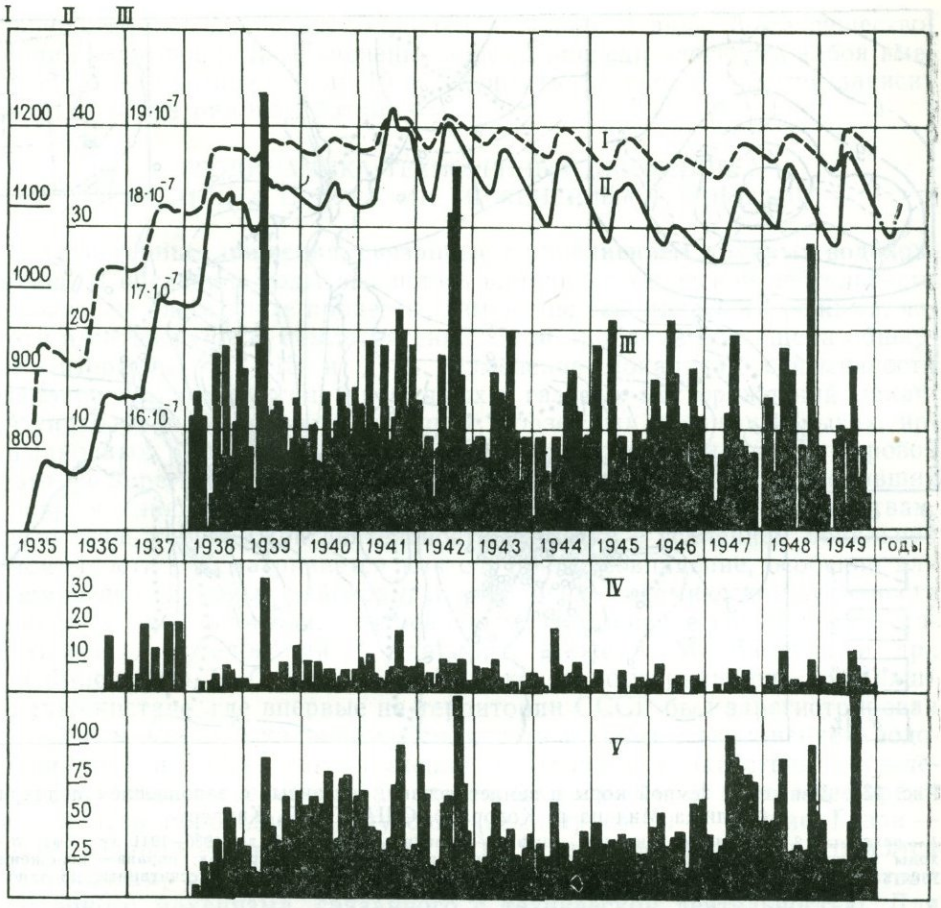


Рис. 135. Сопоставление землетрясений с колебаниями уровня воды в водохранилище Мид с 1939 по 1949 гг. По Д. Кардеру

I — уровень воды в водохранилище (в м); II — нагрузки (в млрд. т); III — энергия землетрясения (в Дж); IV — ощущавшиеся землетрясения; V — землетрясения, записанные сейсмографом

тырех лет существования водохранилища. Значительное увеличение сейсмичности наблюдалось после заполнения самого крупного искусственного водохранилища в мире оз. Кариба на р. Замбези (Африка). Самые сильные толчки достигали здесь M=6 (рис. 136). Во всех указанных случаях была установлена корреляция уровня воды с выделением сейсмической энергии. Например, для плотины Кремаста она выражалась коэффициентом корреляции между уровнем воды водохранилища и логарифмом количества предшествующих толчков, который для некоторых отрезков времени доходил до 0,96.

Хорошо документирован случай с водохранилищем Синфыньцзян (КНР), изучавшийся Ченг-Хунгканг и др. Он представляет особый интерес для изучения возбужденной сейсмичности, потому что там проводились длительные непрерывные и разнообразные наблюдения. Водохранилище расположено в 160 км к северо-востоку от Кантона. Высота плотины 105 м, объем водохранилища 11,5 млн. м³. Заполнение началось в октябре 1959 г. Вскоре были зафиксированы частые землетрясения. Сильный толчок произошел 19 марта 1962 г. с M=6,1 и интенсивно-

стью в 8 баллов в эпицентре в районе плотины. С тех пор за 10 лет зарегистрировано более 200 тыс. слабых толчков. Плотина расположена в геологически подвижной зоне, в пределах гранитного сильно трещиноватого массива позднемезозойского возраста, обрамляющегося глубокой впадиной, выполненной мощными ($\sim$ 4 тыс. м) третичными отложениями. Древние разломы несут следы недавней тектонической активности. Сейсмичность выявилась сразу после заполнения. К декабрю 1972 г. было зарегистрировано более 250 тыс. толчков с M=0,2. Распределение эпицентров землетрясений неравномерно. В значительной мере они сосредоточены около плотины, где глубина воды максимальная. Очаги землетрясений лежат в интервале 1—11 км, чаще на глубинах 4—7 км. Хорошо устанавливается корреляция между уровнем воды, освобождающейся энергией и частотой землетрясений. Сейсмичность усиливалась по мере поднятия уровня воды водохранилища, при этом увеличивалась скорость освобождения энергии напряжений. За 28 месяцев до главного толчка было зарегистрировано около 82 тыс. больших и малых толчков. В течение 20 дней до главного толчка с M=6,1 сейсмичность постепенно уменьшилась и землетрясений с M$\geqslant$3,0 не было.

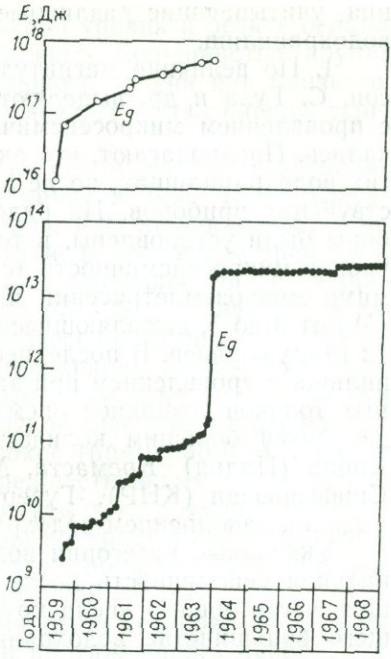


Рис. 136. Выделившаяся сейсмическая энергия E за 1959—1968 гг. под влиянием массы воды водохранилища Кариба и прилегающих к нему участков в сопоставлении с вычисленной гравитационной энергией E_g, освобожденной при опускании земной коры. По Д. и В. Гафам

Для рассматриваемого случая впервые на водохранилищах изучалось соотношение скоростей v_P/v_S; было установлено, что продолжительность периода землетрясений и протяженность района, в котором обнаружены аномальные соотношения скоростей v_P/v_S, оказались меньше, чем соответствующие величины, относящиеся к обычным тектоническим землетрясениям. Напряжения, вызывающие слабые землетрясения (M=1,5—4,1), для района водохранилища могут меняться. Позже такие же соотношения были установлены и на водохранилище в Южных Альпах. Аномалия отношения скоростей v_P/v_S в пределах водохранилища Синфыньцзян возникла только через 18 месяцев после начала сейсмической активности. При этом объем затронутых аномалией пород был меньше, чем объем, вызываемый обычными тектоническими землетрясениями. Выявлено также, что глубина максимального числа землетрясений увеличилась с увеличением периода времени, что указывает на роль проникающей в породу воды [13]. Во всех указанных случаях проявление возбужденных землетрясений сопровождалось повреждением плотин, разрушением построек и в двух случаях — человеческими жертвами (Индия, Греция).

Анализ всех известных случаев возбужденных землетрясений, вызванных заполнением водохранилищ, позволил Д. Кардеру, Н. И. Николаеву, Д. Симпсону, К. Кисслингеру сделать эмпирические обобще-

ния, учитывающие различные условия геологического строения разных водохранилищ.

I. По величине магнитуды возбужденных землетрясений Д. Симпсон, С. Гуха и др. выделяют несколько категорий: 1) водохранилища с проявлением микросейсмичности. Ощутимые землетрясения не отмечались. Предполагают, что активность такого типа проявляется на многих водохранилищах, но не зарегистрирована из-за отсутствия соответствующих приборов. На ряде водохранилищ, где чувствительные приборы были установлены, в течение заполнения наблюдалось изменение уровня микросейсмичности (с $M<0$); 2) водохранилища, в которых помимо микроземлетрясений происходили землетрясения с магнитудами (M) от 3 до 5, выявляющиеся при заполнении водохранилищ. Известны 12 таких случаев. В последнее время число их увеличилось; 3) водохранилища с проявлением при заполнении длительной серии предварительных толчков, возникновением сильных толчков с $M>5$ (до 7), сопровождающихся большим количеством афтершоков. Известны 6 случаев — Койна (Индия), Кремаста, Марафон (Греция), Кариба (Зимбабве), Синфыньцзян (КНР), Гувер (США). Во всех случаях сейсмичность вызвана заполнением водохранилища и локализована в его районе.

Указанные категории водохранилищ, в которых увеличивается локальная сейсмичность после их заполнения, составляет лишь небольшую часть общего числа крупных водохранилищ мира. Для подавляющего большинства водохранилищ, очень емких и с большой высотой плотины (>100 м), увеличения сейсмичности после заполнения не наблюдается. Такие водохранилища в основном располагаются в районах с низким сейсмическим фоном. Поскольку на современном уровне изученности проблемы возбужденной сейсмичности мы не можем указать критериев ее возможного проявления, важно установить причины не только появления возбужденных землетрясений, но и отсутствия их на других водохранилищах. В настоящее время Д. Симпсон, Н. И. Николаев все крупные водохранилища рассматривают как потенциальные источники возбуждений сейсмической активности.

II. В известных нам случаях возбуждений сейсмичности глубина очагов не превышает 5—6 км. С этим связывается небольшой диаметр зоны сотрясаемости и ее малая площадь. Иногда глубина гипоцентра достигает 10 км и более. Количество толчков, вызываемых заполнением водохранилищ, очень велико и определяется (в зависимости от числа и точности регистрирующих приборов) от десятков до первых тысяч в год.

III. Распределение эпицентров подчиняется некоторым закономерностям. Большинство эпицентров группируется в зоны, контролируемые структурными особенностями конкретного района: распределением разломов, зон трещиноватости, простиранием структур и т. д. Поэтому эпицентры возбужденных землетрясений наблюдаются не только в районе плотины и водохранилища, но и в удалении от них, на расстоянии нескольких километров и первых десятков километров.

IV. Для многих случаев устанавливается несомненная корреляционная связь уровня воды водохранилища с количеством толчков землетрясений. Активность начиналась вскоре после заполнения водохранилищ и уровень сейсмической активности увеличивался по мере повышения уровня воды. В деталях в разных случаях характер этой связи различный: наблюдается или полная корреляция, или запаздывание сейсмических толчков после повышения уровня воды в водохранилище. Имели место случаи усиления сейсмической активности после поднятия

уровня воды; ослабление ее при стабилизации уровня и резкое ослабление при понижении уровня водохранилища. Большинство крупных толчков происходило во время самого высокого уровня или близкого к нему. Наибольшие землетрясения были связаны с длительной серией предшествующих толчков и афтершоков.

V. Освобождение сейсмической энергии сильными землетрясениями под влиянием водохранилища Кремаста привели Дж. Дракопулоса к формулировке понятия «порога напряжения». Под ним понимается критическая точка, за которой следует разрядка. В настоящее время в водохранилище Кремаста происходит гораздо меньшее число толчков, несмотря на то что уровень воды в нем на 25—35 м выше уровня того времени, когда отмечалась главная сейсмическая активность. Это указывает, что для достижения «порога напряжения» необходимо время.

VI. Для водохранилищ с интенсивными землетрясениями К. Кисслингер, Х. Гупта и др. показали, что соотношение магнитуды наибольшего афтершока и главного толчка — высокое (примерно 0,9). При этом величина углового коэффициента для предшествующих толчков и афтершоков в соотношении частоты и магнитуды также велико (более 1). Обе эти характеристики составляют резкий контраст с ситуацией, обычной для естественных землетрясений в тех же областях. Они предполагают неоднородность напряжений в гетерогенной среде.

VII. Для водохранилища Синфыньцзян было установлено, что продолжительность периода землетрясений и протяженность района, в котором были обнаружены аномальные соотношения скоростей v_P/v_S, оказались меньше, чем соответствующие величины, относящиеся к обычным тектоническим землетрясениям. Преобладающее направление напряжений, порождающих слабые землетрясения ($M=1{,}5$—$4{,}1$), для этого же водохранилища со временем изменяется.

VIII. При благоприятных обстоятельствах возбужденная сейсмическая активность возникает при высоте плотины в несколько десятков метров (Хенрик-Фервуд в Южной Африке; Марафон в Греции; Белеча в Югославии др.). Особенно отчетливо она проявляется, когда глубина водохранилища достигает 100 м и более — Монтейнлард во Франции (147 м), Койна (103 м), Кариба (128 м), Кремаста (147 м), Куробе в Японии (100 м), Каньяльес в Испании (150 м) и др. (рис. 137). Вместе с тем установлено, что значительную роль оказывает общий подъем воды водохранилища и площадь поверхности зеркала воды. Увеличение этих параметров способствует вероятности образования толчков, поскольку увеличивается объем горных пород, подвергающихся воздействию воды.

Следовательно, не все возбужденные землетрясения опасны для искусственных сооружений. Интенсивность возбужденных землетрясений усиливается с увеличением высоты плотины и объема водохранилища. Опасная сейсмическая активность проявляется, если общий объем воды в нем превышает 10^9 м^3 и их максимальная глубина достигает 90 м и более. Однако мы знаем очень много примеров, где при одном или двух указанных параметрах локальная сейсмичность не возбуждается и не усиливается. Это указывает на то, что необходимы какие-то другие специфические условия возникновения возбужденных землетрясений. *И прежде всего ими оказываются геологическая и тектонофизическая обстановка.*

IX. В 1977 и 1978 гг. Н. И. Николаевым были просуммированы эмпирические закономерности зависимости сейсмических толчков от геологических условий, геоморфологической обстановки, геологического

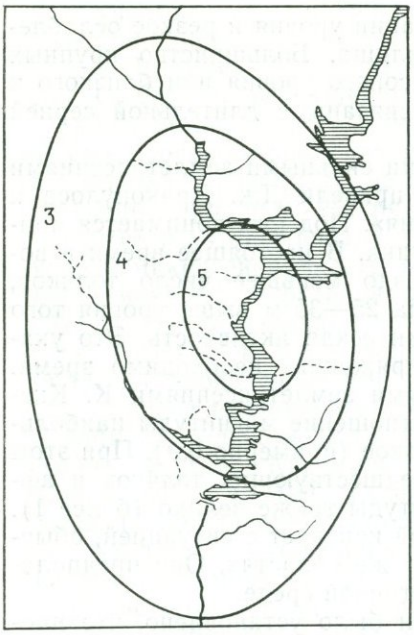


Рис. 137. Карта изосейст землетрясения 6 июня 1962 г., связанного с плотиной Каньяльес в Испании
Интенсивность 3,4 и 5 баллов

строения, тектонических и тектонофизических условий. Их сочетание благоприятствует проявлению возбужденной сейсмичности. Кратко остановимся на них.

1. Расчлененный рельеф, который привлекает внимание проектировщиков (наиболее экономичный вариант), свойствен главным образом горным странам. Именно в них встречаются глубокие каньонообразные долины. Эти же участки отличаются сложным геологическим строением. Так, гидроузлы в СССР — Нурек, Токтогул, Чиркей, Ингури и другие — располагаются на висячих крыльях взбросов глубинного типа или в условиях антецедентных речных долин и обязательно в областях, испытывающих интенсивные новейшие тектонические движения. Вследствие этого большинство створов высоконапорных плотин в сейсмических районах оказываются приуроченными к наиболее тектонически неоднородным и потенциально сейсмичным участкам земной коры.

2. Наличие мягких грунтов, спокойно залегающих осадочных горных пород, отсутствие разломов, однородность пород не способствуют накоплению напряжений и не приводят к образованию толчков после заполнения водохранилищ. Наоборот, распространение в пределах чаш водохранилищ трещиноватых пород с разломами блоковой тектоники, гетерогенными подстилающими породами благоприятствует возникновению сейсмических толчков. Ранее существовавшие разломы (Кардер) — необходимое условие для всех землетрясений, связанных с водохранилищами, и отсутствие таковых отчасти объясняет их асейсмичность.

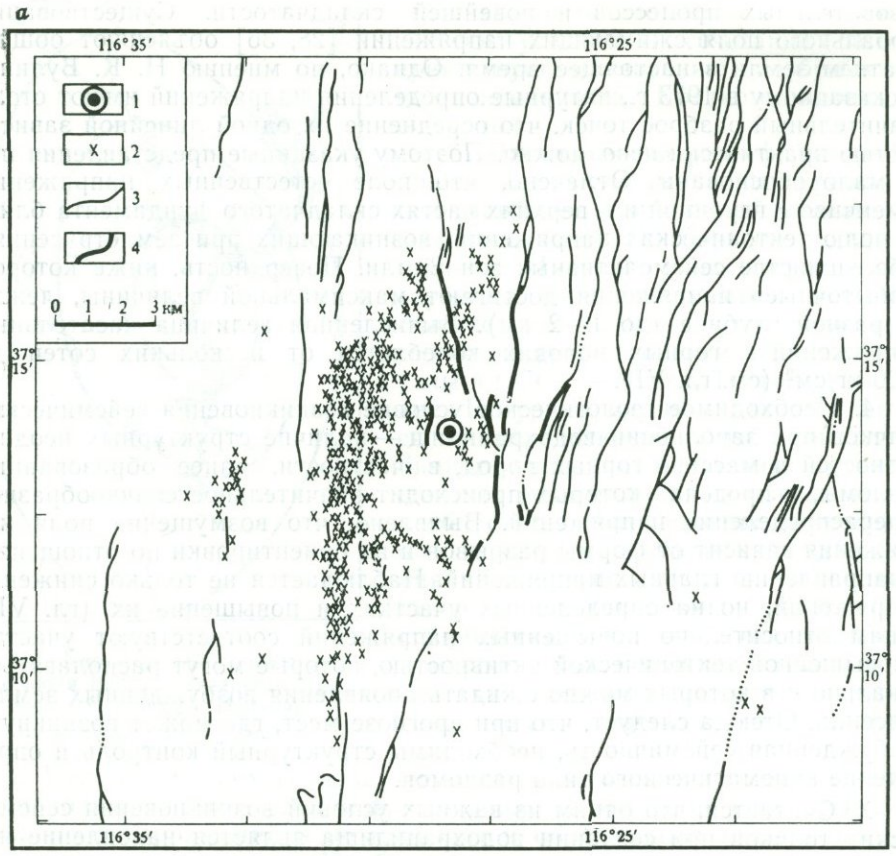
3. Накопление напряжений, вызванных тектоническими деформациями, до уровня, при котором они превосходят прочность данной среды, по К. Кисслингеру и Н. И. Николаеву, является обязательным условием возникновения возбужденных сейсмических толчков. По данным опытных работ, анализа механизма очагов землетрясений и неотектоники поле естественных напряжений в верхних горизонтах земной коры весьма неоднородно и достаточно сложно. Выявлено значительное накопление упругих напряжений, распределенных неравномерно, свидетельствующее об огромных запасах потенциальной энергии. Эти участки находятся в состоянии квазистатического равновесия, определяемого Н. Хастом термином «динамическое равновесие». В подвижных областях накопленные напряжения в массивах горных пород образуют геодинамические поля, где напряжения превышают геостатическое давление и оказываются неоднородными по величине и направлению отдельных составляющих. Почти всюду отмечается преобладание напряжения горизонтального сжатия, характеризующееся значительной анизотропией, особенно резко выраженной в зонах активных современных горооб-

разовательных процессов и новейшей складчатости. Существование глобального поля сжимающих напряжений [28, 36] объясняют общим сжатием земли в настоящее время. Однако, по мнению Н. К. Булина, высказанному в 1973 г., натурные определения напряжений имеют столь значительный разброс точек, что осреднение их одной линейной зависимостью практически невозможно. Поэтому указанные представления пока мало обоснованы. Отмечено, что поле естественных напряжений изменчиво с глубиной и в верхних частях складчатого фундамента близко полю тектонических напряжений, возникающих при землетрясениях в большинстве сейсмоактивных зон Земли. Поверхность, ниже которой «избыточные» напряжения достигают максимальной величины, лежит на разной глубине (до 1—2 км). Вычисленная величина касательных напряжений в горных породах колеблется от нескольких сотен до 1000 кг/см^2 (см. гл. VI).

4. Необходимое геологическое условие возникновения сейсмических толчков при заполнении водохранилищ — наличие структурных неоднородностей в массиве горных пород, в частности, ранее образованные разломы, в пределах которых происходит значительное скачкообразное перераспределение напряжений. Выявлено, что возмущение поля напряжения зависит от формы разрывов и их ориентировки по отношению к направлению главных напряжений. Наблюдается не только снижение напряжений, но на определенных участках и повышение их (гл. VI). Зонам относительно повышенных напряжений соответствуют участки с повышенной тектонической активностью, которые могут располагаться локально и в которых можно ожидать проявления возбужденных землетрясений. Отсюда следует, что при прогнозе мест, где может возникнуть возбужденная сейсмичность, необходимы структурный контроль и определение кинематического типа разломов.

X. Считается, что одним из важных условий возникновения сейсмических толчков при создании водохранилища является накопление напряжений, вызываемых тектоническими деформациями еще до его создания. При этом уровень напряжений должен быть близким к прочности среды, где они накапливаются. Наличие геодинамических полей, где напряжения превышают геостатическое давление и оказываются неоднородными по величине и направлению отдельных составляющих еще до создания водохранилищ, способствует (при прочих благоприятных условиях) проявлению возбужденной сейсмичности. Наибольшей сейсмической активностью будут характеризоваться зоны сочленения разных полей напряжений, соответствующие границам блоков земной коры. В таких условиях влияние создаваемой плотины должно рассматриваться как дополнительный эффект, приводящий в действие триггерный механизм. Существенную роль играет ориентировка положения плотины по отношению к исходному полю напряжения.

XI. Для водохранилищ, где проявляется сейсмичность, обычно наблюдается гидравлическая связь вод создаваемого водоема с подземными водами. Например, в пределах водохранилища Мид депрессия Боулдер отличается бóльшей сейсмичностью по сравнению с депрессией Вирджин. В последней водохранилище и глубокие горизонты разделены водоупором, мощность которого достигает нескольких тысяч метров. Множество разломов под этой впадиной не было активным, вероятно, из-за отсутствия гидравлической связи. Аналогичные наблюдения были сделаны в скважине Дэйл (шт. Нью-Йорк). В 1971 г. в скважину для гидравлической добычи соли под высоким давлением закачивалась жидкость до подстилающих соль доломитов. Эта скважина была связана с



другими эксплуатационными скважинами, которые располагались в зоне разлома Кларендон-Линден или близко к нему. По-видимому, закачиваемая жидкость достигала зоны активного разлома и служила спусковым механизмом для освобождения тектонического напряжения. Частота толчков, очень близких к разлому, увеличилась от одного в течение нескольких месяцев до 100 в день. Когда нагнетание было приостановлено, частота толчков за 2 дня уменьшилась до исходного уровня. В 1972 г. в другой скважине, расположенной в 0,3 км севернее предыдущей, закачка жидкости под давлением была приурочена к слою соли, увеличения частоты толчков при этом не было замечено.

XII. В отношении подземных ядерных взрывов на основе многочисленных экспериментальных данных установлено, что камуфлетные взрывы мощностью от нескольких десятков килотонн до 1,0—1,5 мгт возбуждают мелкофокусные землетрясения, приуроченные к сейсмоактивным тектоническим разломам. Интенсивность сейсмических колебаний от землетрясений оказалась ненамного меньше интенсивности сейсмических колебаний самих взрывов. Магнитуда возбужденных землетрясений, удаленных на 5—20 км (до 40 км) от эпицентра взрыва, на 1,0—2 единицы магнитуды меньше магнитуды взрыва (рис. 138).

В течение первых 5—20 с после взрыва происходит наиболее сильное возбужденное землетрясение. Вначале следуют единичные, а затем многочисленные возбужденные землетрясения — десятки, сотни и даже

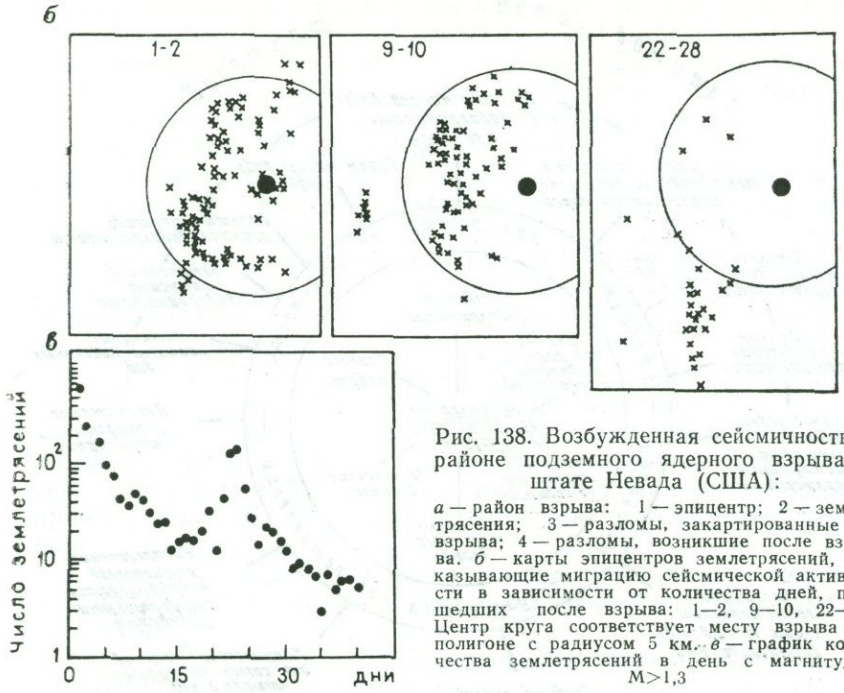


Рис. 138. Возбужденная сейсмичность в районе подземного ядерного взрыва в штате Невада (США):

а — район взрыва: 1 — эпицентр; 2 — землетрясения; 3 — разломы, закартированные до взрыва; 4 — разломы, возникшие после взрыва. *б* — карты эпицентров землетрясений, показывающие миграцию сейсмической активности в зависимости от количества дней, прошедших после взрыва: 1—2, 9—10, 22—28. Центр круга соответствует месту взрыва на полигоне с радиусом 5 км. *в* — график количества землетрясений в день с магнитудой $M>1,3$

тысячи, т. е. серии более слабых землетрясений — афтершоков, приуроченных к тектоническим разрывам. Продолжаются они от нескольких дней до нескольких месяцев после ядерного взрыва. В районе испытательного полигона в Неваде (США) очаги возбужденных землетрясений с фокальными зонами проявлялись на глубинах 5—6 и 12—15 км. Считают, что подземные ядерные взрывы в напряженных — сейсмоактивных районах проявляют себя как триггеры, т. е. являются той дополнительной силой, приложение которой вызывает разрыв горных пород в тектонических разломах, где ранее накапливались тектонические напряжения [13].

Из сказанного можно сделать два вывода.

1. Возбужденные землетрясения — те же природные землетрясения, только отличающиеся режимом выделяющейся сейсмической энергии под влиянием инженерной деятельности человека. Для них характерны: а) очень большое число предшествующих толчков перед максимальным землетрясением; б) медленное убывание афтершоков; в) чрезвычайно большое соотношение между магнитудами максимального толчка и самого крупного афтершока; г) специфические взаимоотношения между частотой предварительных толчков и афтершоков; д) интенсивность, которая несколько превышает региональный балл за счет неглубокого положения очага, а также рельефных и грунтовых условий [15].

2. Для образования возбужденных землетрясений при различных видах тектонической деятельности, при заполнении водохранилищ, подземных ядерных взрывах, откачке и закачке жидкости в скважины и других необходимо сочетание благоприятных условий. К ним относятся указанные выше параметры водохранилища (высота напора, объем массы воды, зеркало водохранилища), наличие соответствующих горных пород с тектоническими неоднородностями в пределах чаши водохра-

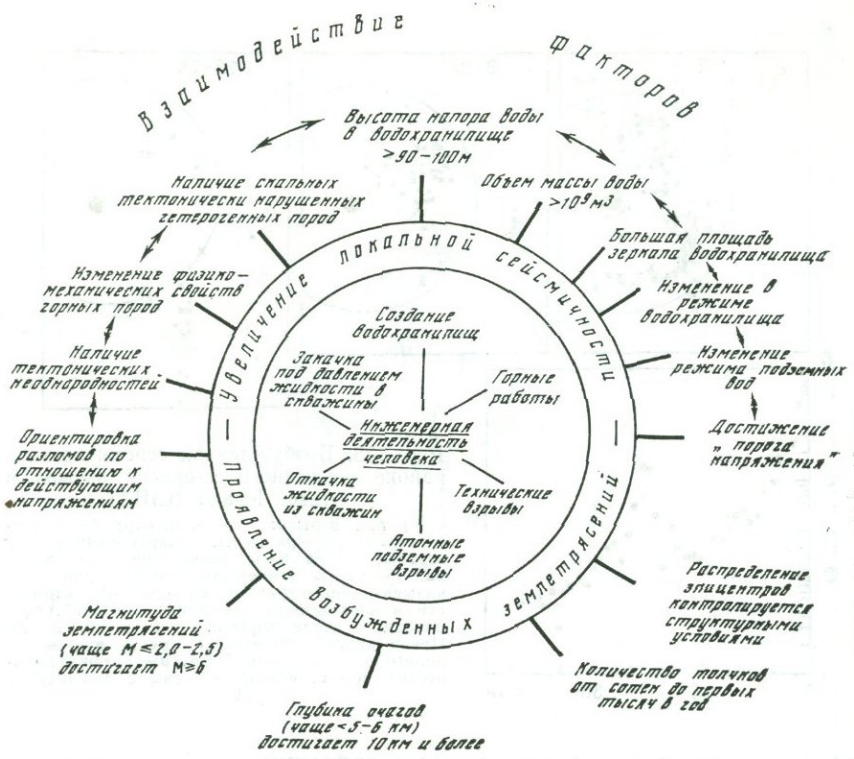


Рис. 139. Модель условий возникновения локальной сейсмичности под влиянием инженерной деятельности человека. По П. Н. Николаеву

нилища, благоприятные геоморфологические условия, заранее накопленные избыточные упругие напряжения в массивах горных пород, благоприятная тектонофизическая обстановка. В разных конкретных условиях эти сочетания могут быть очень различными. Возможны и другие, пока еще не выявленные факторы возникновения возбужденных землетрясений.

Геодинамика возбужденных землетрясений. Проблема возникновения землетрясений под влиянием инженерной деятельности, несмотря на значительный прогресс в наших знаниях, еще далека от решения. В различных районах техническая деятельность будет иметь различное влияние на геологическую среду. Она будет сказываться на изменении физико-механических свойств деформируемого материала, скорости геологических процессов, условий их протекания. Инженерная деятельность должна рассматриваться только как один из факторов, влияющих на сейсмический процесс, выражающийся в проявлении импульсных тектонических движений и связанный с другими факторами сложными прямыми и обратными связями (рис. 139).

В настоящее время распространенной точкой зрения является признание влияния воды на свойства горных пород. В основе этих представлений лежат экспериментальные данные о поведении пород под давлением жидкости, полученные главным образом американскими, английскими и другими исследователями. Установлено, что порово-трещинное давление нейтрализует геостатическую нагрузку, уменьшает трение, прочность горных пород, изменяет их пластичность и приводит к фор-

мированию очагов землетрясений и смещению блоков по тектоническим неоднородностям с освобождением ранее накопленных тектонических напряжений. Именно эти представления Дж. Роте, К. Кисслингер, И. Г. Киссин и др. использовали для объяснения механизма возбужденных землетрясений под влиянием инъекции жидкости в скважины, подземных атомных взрывов и при создании крупных водохранилищ. В этом направлении в разных странах ведутся многочисленные исследования.

Жидкость понижает нормальное напряжение, фрикционное сопротивление и изменяет прочность пород. Влияние жидкой фазы хорошо показано экспериментами и опытами по закачиванию жидкости под давлением в глубокие скважины, в результате чего происходило выделение упругой энергии в виде частых слабых землетрясений (Дж. Хейли и др., Д. Эванс).

Закачка жидкости в скважины стимулирует землетрясения при: 1) наличии региональной тектонической напряженности, которая близка к прочности пород на разрыв; 2) когда зона закачивания располагается на значительной глубине от поверхности и характеризуется тектонической активностью; 3) наличии пористой и трещиноватой породы с водопроницаемостью, достаточно низкой для возможности возникновения порового давления.

Закачка жидкости в породы должна проводиться с такой скоростью, чтобы поровое давление значительно возрастало на большом участке (рис. 140).

При относительно резком повышении порового давления может произойти внезапное понижение эффективного ограничивающего первоначальные тектонические неоднородности давления, что приведет к смещению по разлому с выделением сейсмической энергии. При атомных подземных взрывах, помимо этого, смещение с выделением сейсмической энергии может произойти и вследствие отражения от свободной поверхности потенциального разлома волны сжатия. К. Кисслингер в 1976 г. отмечал, что внезапно приложенная волна при отражении снизит ограничивающее давление и по-разному произойдет смещение. Образование повышенного градиента давления способствует проникновению воды в более глубокие зоны, где повышение порового давления приводит к росту трещиноватости. Дополнительное поровое давление должно быть достаточно высоким, чтобы вода могла проникнуть дальше в породы. Этот процесс идет по ослабленным зонам и тектоническим неоднородностям. Порода становится менее прочной, ранее существовавшая тектоническая напряженность разрешается землетрясениями.

Изучив случаи возбужденной сейсмичности, Х. Гупта и др. [15] предположили, что помимо геологических факторов, которые могут влиять на частоту толчков в районах создаваемых водохранилищ, следует учитывать: 1) скорость увеличения уровня воды при заполнении, 2) продолжительность нагрузки, создаваемой толщей воды, 3) максимальную достигнутую нагрузку и 4) период, в течение которого сохранялись высокие уровни.

Значение скорости возрастания нагрузки в 1968 г. было показано в работах Д. Сноу и др. Наиболее сильные землетрясения происходили в результате большой скорости заполнения водохранилищ. Установлено, что увеличение локальной сейсмической активности и в ряде случаев ее запаздывание во времени зависят от указанных выше факторов, определяемых режимом водохранилищ. В настоящее время возбуждение сейсмичности связывается с увеличением порового давления. В 1973 г. Д. Хавэллс рассматривал время, необходимое для существенного увели-

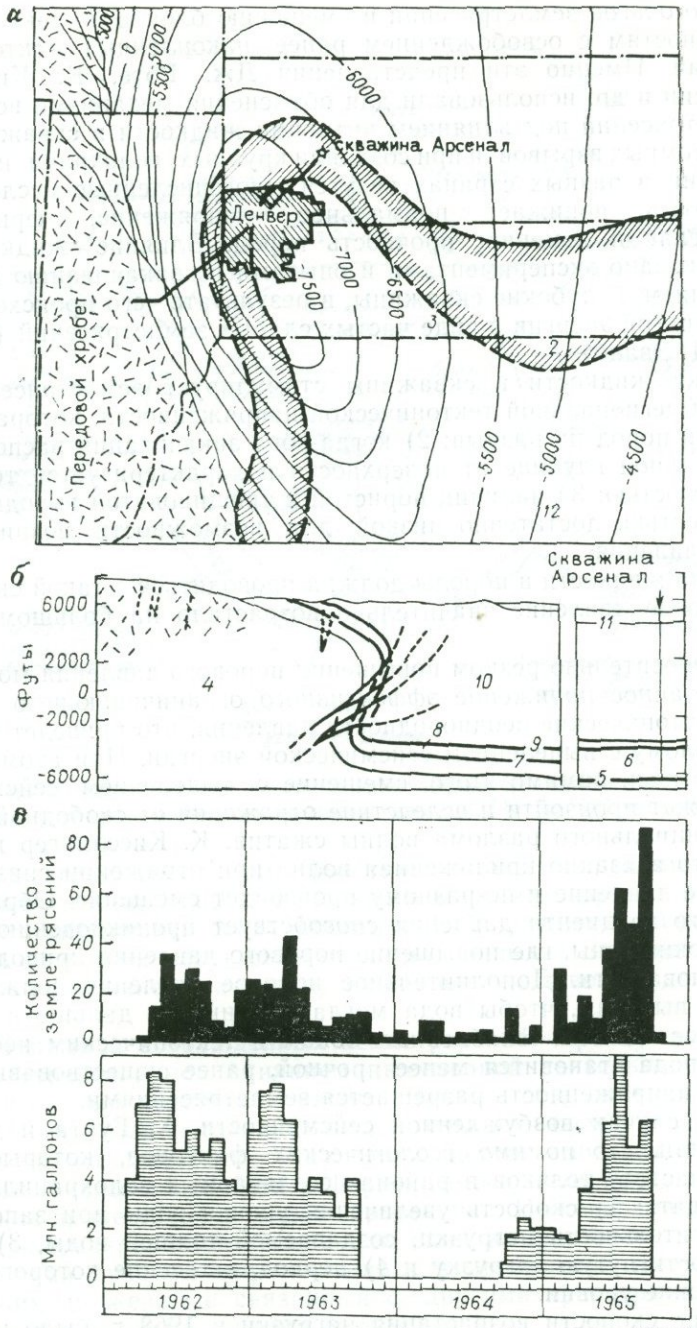


Рис. 140. Возбужденная сейсмичность в Денверской впадине (США), вызванная инъекцией жидкости в скважину Арсенал через краевую часть впадины. По Д. М. Эвансу

а — структурная карта; *б* — геологический профиль; *1* — граница пенсильванских пород, перекрывающих докембрий; *2* — граница распространения кембрийско-ордовикских пород; *3* — распространение миссисипских пород; *4* — гранито-гнейсы докембрия; *5* — кембрийско-ордовикские породы; *6* — пенсильванские породы; *7* — пермские породы; *8* — триасовые породы; *9* — юрские породы; *10* — меловые породы; *11* — палеоген-неогеновые породы; *12* — изолинии поверхности докембрия (в футах; 1 фут≈0,3 м); *в* — зависимость количества землетрясений от объема жидкости (в галлонах; 1 галлон≈$3{,}8 \cdot 10^{-3}$ м^3), инъецируемой в скважину Арсенал

чения порового давления на различных глубинах в результате увеличения порового давления на поверхности. Теоретически увеличение напора в свободном столбе воды вызывает почти мгновенное увеличение давления по всей его длине. Вода, заключенная в трещиноватых породах или в зонах дробления, на протяжении нескольких километров испытывает упругое сжатие, измеряемое сантиметрами. Время, необходимое для передачи давления на этом протяжении, определяется в несколько дней на 1 км. Используя уравнение диффузии, Д. Хавэллс вычислил, что для передачи поверхностного порового давления на глубину 5—10 км потребуется около 100 дней. Для увеличения порового давления вне трещиноватой зоны потребуется значительно больше времени из-за меньшей водопроницаемости пород. Получается разрыв во времени между увеличением порового давления в зоне дробления и в окружающем массиве, в течение которого давление в зоне будет существенно бóльшим, чем вокруг нее. При наличии стресса и соответствующей ориентировке зон дробления или зон повышенной трещиноватости произойдет уменьшение сопротивления сдвигу, которое повлечет за собой неизбежные смещения и как следствие — возбужденное землетрясение. Значение воды и изменяющегося порового давления во времени выявлено для водохранилища Кремаста (Греция). Оказалось, что эпицентральные расстояния от плотины со временем увеличиваются. Как предполагал в 1974 г. Д. Дракопулос, частично это может быть объяснено запаздыванием корреляции между колебаниями уровня воды водохранилища и логарифмом количества толчков. На примере водохранилища Сынфыньцзян устанавливается и другая закономерность — постепенное во времени изменение глубины очагов землетрясений.

Уменьшению прочности пород способствует ряд дополнительных механизмов. Полагают, что на крупных водохранилищах возникновение сейсмической активности может происходить в результате давления толщи воды. Гравитационная энергия, освобождающаяся по мере прогибания земной коры под тяжестью воды, превращается в энергию упругого напряжения и сейсмическую энергию. Справедливость этой точки зрения была доказана в 1970 г. соответствующими расчетами В. Гафа и других для водохранилища Кариба и в том же году Д. Кардером для оз. Мид в США. Изменение поля напряжений, обусловленное нагрузкой, рассматривается и для водохранилища Синфыньцзян. Сделанные Чун-Цяном в 1975 г. расчеты показали, что первоначальное прогибание поверхности под тяжестью воды (до 10 см и более) вызывает горизонтальные напряжения, по величине меньшие, чем вертикальные; на глубинах 3—5 км они почти равны нулю. В центральных частях водохранилища максимальные касательные составляют около $3 \cdot 10^5$ Па и уменьшаются в стороны. Сравнение механизма очага главного землетрясения с полем напряжений, вызванным водной нагрузкой, показывает, что основной толчок не мог быть вызван водной нагрузкой. Во всех случаях, где производился расчет, приходили к выводу, что напряжения, разрядившиеся в результате главного толчка, и связанные с ними слабые землетрясения в районе водохранилищ уже были накоплены до образования водохранилищ и были близки к пределу прочности горных пород до его заполнения. Поэтому был предложен другой механизм, где давление воды водохранилища рассматривалось в качестве стимулятора освобождения ранее накопленной упругой энергии, создающей напряженность горных пород. Такому действию могут благоприятствовать слои горных пород с различной устойчивостью к деформациям. Уместно напомнить, что известны случаи, когда естественная, т. е. природная

«пригрузка» при благоприятных геологических и геоморфологических условиях может высвобождать напряжения в виде энергии землетрясений. Ими могут быть большие океанические приливы, увеличение водной массы во время паводков, выпадение атмосферных осадков, инфильтрующихся в породу, и др. [13].

Уменьшению прочности пород способствует явление растворения в силикатных породах. Лабораторные исследования показали, что увеличение воды в кварце значительно сокращает время до момента разрушения или ускоряет процесс образования трещин при постоянной нагрузке. Предполагается, что гидратация молекул кремнекислоты SiO_2 способствует ослаблению материала, на что обратили внимание в 1972 г. Р. Мартин и К. Шольц. Уменьшение сколовой прочности породы может происходить и за счет обводнения трещин, выполненных глинистым материалом. При этом коэффициент внутреннего трения, как показали опыты Чен-Чупконга и др., сокращается на 15 % и сколовая прочность уменьшается на 50 %. Процессу разрушения породы, как отмечал П. А. Ребиндер, способствует также расклинивающее действие абсорбционных пленок воды, проникающей в мельчайшие трещины, создающие давление в десятки тысяч паскалей и более.

Сочетание ряда процессов приводит к изменению физико-механических, физико-химических свойств горных пород, уменьшению их прочности. Вода, проникая по зонам трещиноватости или зонам дробления по разломам, будучи гидравлически связанной с водохранилищем, приводит к существенному увеличению порового давления по отношению к окружающей среде. Произойдет быстрое разрушение перемычек между ранее образовавшимися разломами. Величина естественного напряжения, способного вызвать скольжение или сколовые деформации, значительно уменьшается. Процесс развивается лавинообразно. Образуется крупный разрыв с выделением большой порции сейсмической энергии. Таким образом, увеличение порово-трещинного давления приводит к уменьшению прочности породы настолько, что оказывается возможным образование разрыва при напряжениях, которые уже были в массиве горных пород, но до создания водохранилища не могли его вызвать. При этом вода действует на изменение физических и химических свойств горных пород и ослабляет их прочность. Д. Кардер, Дж. Хейли и др. на примере закачки жидкости под давлением в Денвере показали, что образующиеся при этом землетрясения могут продолжаться и после того как процесс, давший толчок проявлению сейсмичности, приостановился. Это свидетельствует о том, что в некоторых случаях процесс выделения сейсмической энергии может продолжаться после достижения предельного состояния напряжений и не может быть остановлен. При проведении экспериментов по искусственному снятию напряжений при закачке жидкости в скважины требуется осторожность. Как было показано, на одном и том же водохранилище, где проявлялась возбужденная сейсмичность, действует не один из названных механизмов, а они проявляются параллельно. Их действие способствует созданию в массивах полей пониженной прочности горных пород, проявлению сколовых деформаций и подвижек по существующим тектоническим швам или вновь образованным разрывам.

В последние годы популярность приобрела дилатансионно-диффузионная гипотеза происхождения землетрясений (см. гл. VI), которую пытаются применить для возбужденной сейсмичности. Наблюдения показали, что эта гипотеза не всегда подтверждается на практике. Кроме того, разрушение пород, сопровождающееся неупругим объемным уве-

личением, не может происходить во всем массиве пород, выявляющимся по данным сейсмических наблюдений (v_P/v_S), а должно быть приурочено только к зонам тектонических неоднородностей и потенциальных разломов. По мнению Н. И. Николаева, дилатансию (неупругое расширение горных пород) следует рассматривать как проявление тектонических деформаций, которые будут тесно связаны с блоковым строением земной коры, что не учитывает рассматриваемая модель. В связи с этим процессы диффузии — подтока жидкости со стороны — возможны только по системе трещиноватости, а не по поровым трещинам [13].

В 1974 г. Л. Д. Белым была предложена «реверсивная гипотеза» объяснения водохранилищных землетрясений. Сущность ее сводится к представлению о тектонических движениях как процессе изостатического выравнивания земной коры, определяющем активность разрывов на границе смещающихся блоков, порождающих механическую энергию. Нагрузка, обусловленная водохранилищем, «пружинит» механизм тектонических поднятий. В момент смещения клиньев под давлением воды водохранилища на участках растяжения создается реверсивное торможение, которое и возбуждает упругие волны. В этой гипотезе много противоречивого. Трудно себе представить механизм изостатического выравнивания для узких блоков (образовавшихся как следствие разгрузки, обусловленной донной эрозией), располагающихся в речной долине. Расчетами устанавливается, что механизм выравнивания можно допустить только для блоков значительно большего размера (см. гл. II). Это подтверждает расположение и глубина гипоцентров возбужденных землетрясений. Кроме того, механизм поднятий — медленный геологический процесс. Вряд ли его можно рассматривать во взаимодействии с нагрузкой воды водохранилища, происходящей за несколько лет. Гипотеза Л. Д. Белого очень спорна и мало обоснована.

В работах 1976 г. Д. В. Симпсона и О. В. Соболевой на материале по Нурекскому водохранилищу рассмотрено взаимодействие напряжений, вызванных изменением нагрузки воды и изменением порового давления. Для водохранилища небольших размеров напряжения от нагрузки уменьшаются с расстоянием по экспоненте. Будучи зависимым от проницаемости пород, эффект порового давления уменьшается с расстоянием более медленно. На рис. 141 видно изменение нормальных напряжений в окрестностях водохранилища при резком увеличении уровня воды. Линия L соответствует эффекту нагрузки, при приложении которой напряжение увеличивается мгновенно. Линии P_1, P_2, ..., P соответствуют изменению порового давления, связанного с диффузией воды в момент времени, t_1, t_2 ..., t_n. Когда эффект порового давления превысит эффект нагрузки, общее нормальное напряжение уменьшается и объем горных пород подвергается разрушению. С течением времени точка, где это происходит (M_1, M_2, ..., M_n), будет двигаться в сторону водохранилища.

Предлагаемый авторами механизм объясняет большинство наблюдаемых фактов по рассматриваемому водохранилищу. Место и время увеличения сейсмической активности будут зависеть от скорости изменения уровня воды. Во время быстрого и значительного понижения уровня уменьшение напряжения от нагрузки, происходящее значительно быстрее, чем соответствующее уменьшение порового давления, может оказаться достаточным, чтобы создать вдоль разлома условия разрушения. Переориентация механизма очагов объясняется Д. В. Симпсоном и О. В. Соболевой появлением добавочной нагрузки от воды, которая оказалась достаточной, чтобы создать вблизи водохранилища ло-

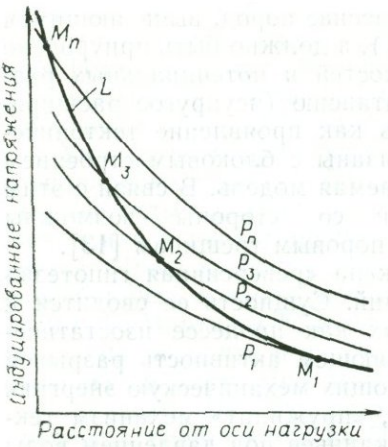


Рис. 141. Схема изменения нормальных напряжений для Нурекского водохранилища. По Д. В. Симпсону и О. В. Соболевой

кальное поле напряжений. В юго-западной части рассматриваемого района возникло добавочное сжатие, направленное от водохранилища. По всей вероятности, оно превысило региональное сжатие северо-западной ориентировки, характерное для всего района в спокойные периоды, и привело к возникновению в очагах надвиговых разрывов северо-западного простирания.

При неизменном уровне, сохраняющемся долгое время, область непосредственно под водохранилищем вернется в стабильное положение и вся система будет подчиняться закономерностям, характерным для неограниченных водохранилищ, описанных Д. Сноу в 1972 г. Значение скорости возрастания нагрузки было показано теоретически в работах Д. Сноу 1968 г. и других исследователей. Выяснено, что наиболее сильные землетрясения происходили в результате большой скорости заполнения водохранилища.

На наш взгляд, неубедительны и построения Е. С. Штенгелова [59], старающегося показать, что естественные и возбужденные землетрясения связаны с современным раздвижением тангенциально сжатой при альпийском орогенезе земной коры. Причина возбужденных землетрясений — техногенная интенсификация естественного процесса в этих условиях. Эта интенсификация может осуществляться при увеличении гидростатических напоров внутри зон раздвижения или при уменьшении пластовых давлений внутри блоков остаточного сжатия, что сопровождается трещинными разрывами горных пород. Как видно, выдвигается только общая гипотеза тектонической обстановки, которая в каждом конкретном локальном случае требует доказательств. Такое объяснение ничего нового в проблему не вносит.

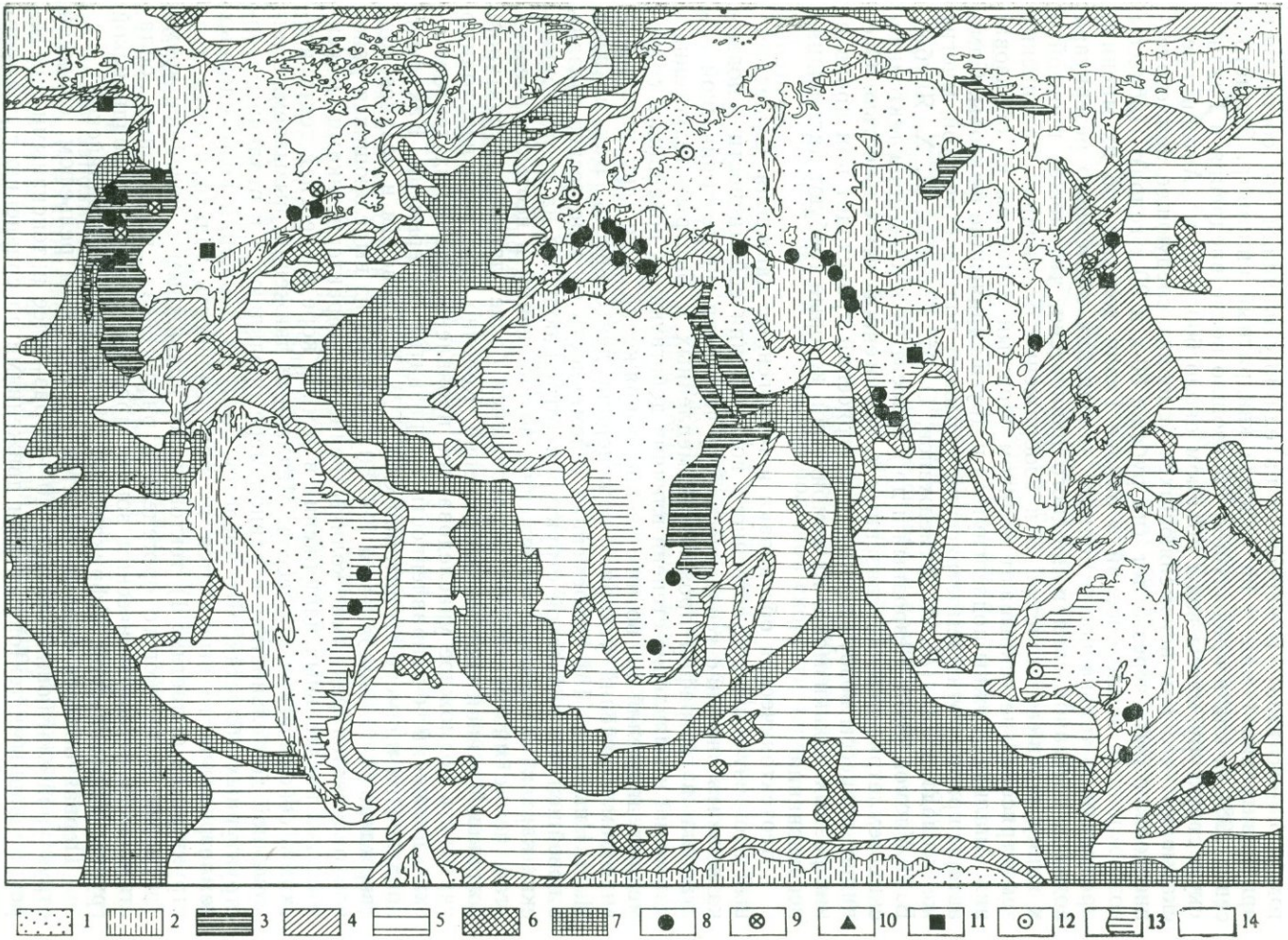
Обсуждению подвергся вопрос механизма Газлийских землетрясений 1976 и 1984 гг. с интенсивностью более 9 баллов. Добыча газа должна была привести к неизбежной потере высоких пластовых давлений и при действующем стрессе и уже накопленных напряжениях — к землетрясениям. Этому способствовала и техника добычи газа. Близкие представления в 1979 г. были высказаны Е. С. Штенгеловым. В 1984 г. А. М. Акрамходжиев, Б. Б. Ситдиков и Э. Ю. Бегметов также писали, что в неожиданной активизации этого района, наряду с тектоническими силами, сыграла роль добыча больших объемов газа. Однако спусковым механизмом послужил не процесс изменения пластового давления, а большие объемы пластовой воды, поступившей в Газлийскую структуру в процессе разработки месторождения. Иными словами, по мнению этих авторов, в этом районе произошел такой же случай, который имеет место при заполнении крупных водохранилищ. Подземные поровые пространства, освободившиеся от газа, замещались более тяжелой пластовой водой, вследствие чего Газлийский блок земной коры стал более плотным и тяжелым.

Суммарное количество внедрившейся в залежи воды, как показали П. С. Ким, Р. Д. Хван и др., с момента разработки месторождения до

1976 г. (за 14 лет) составило 600 млн. м³. Таким образом, к началу землетрясения образовалась дополнительная природная пригрузка, спровоцированная техногенными процессами, равная более 300 млн. т (с учетом добытого газа). В пересчете на единицу площади это составляет приблизительно 1 млн. т на каждый квадратный километр. Землетрясение 1984 г., как и предыдущее, произошло после внедрения в Газлийскую структуру массы воды объемом около 600 млн. м³. Авторы предсказывают, что при неизменяющихся условиях следующее землетрясение должно быть через 5 лет (на рубеже 80-х и 90-х годов). Процессы возбужденных землетрясений в районе Газли должны, по их мнению, прекратиться только после полного заполнения подземного резервуара водой и восстановления природного равновесия, что может произойти к концу текущего столетия. Эти соображения о причинах Газлийских землетрясений не вскрывают целиком сложный механизм их образования. Анализу должны подвергнуться и другие влияющие факторы. Сами авторы природу этих землетрясений называют полигенетической, многие же исследователи (М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов, Д. Х. Якубов, В. И. Уломов, Е. М. Безродный и др.) относят их к категории тектонических землетрясений, не связанных с техногенной деятельностью. Очевидно, процессы возбужденных землетрясений происходят при проявлении разных механизмов и их комбинаций, которые требуют дальнейших исследований.

Неотектоническая обстановка и техногенные движения. Существенный итог изучения искусственного возбуждения сейсмичности — попытка выявить значение геологической, в частности, неотектонической обстановки в географии проявления медленных и быстрых техногенных движений и выявление степени влияния действующих новейших и современных движений на возникновение напряжений, разрядку которых в виде землетрясений ускоряет инженерная деятельность. Как показал Н. И. Николаев [13], современная сейсмичность гораздо теснее связана с новейшей тектонической структурой (отражающейся на неотектонических картах) и с полем напряжений, возникающим в неотектонический этап, чем с многоактно формировавшейся более древней структурой, возникшей в иной системе напряжений. Конечно, при этом необходимо учитывать возможное унаследованное проявление новейших тектонических движений и направленность их развития во времени. Как было показано на примере территории СССР М. В. Гзовским и позднее подтверждено П. Н. Николаевым [14, 50], каждый из выделяющихся районов отличается разными количественными характеристиками максимальных касательных напряжений в земной коре и энергией тектонических и сейсмических процессов. Медленные движения, вызываемые инженерной деятельностью, в равной мере проявляются в различных геоструктурных областях. Что касается быстрых движений возбужденных землетрясений, то выявляется их приуроченность только к двум геоструктурным областям: 1) тектонически подвижным в новейшее время (областям материкового орогенеза и рифтогенеза, переходным областям) и 2) периокеаническим зонам древних платформ Гондванской группы (Бразильской, Африканской, Индийской, Австралийской).

Первая область характеризуется контрастным рельефом, сложной структурой слагающих пород, в 10—15 раз более интенсивными дифференцированными тектоническими движениями по сравнению с платформенными областями, большими градиентами движений, повышенной сейсмичностью, вулканизмом, геотермической ступенью. Эта область отличается неравномерно напряженным состоянием массивов горных по-


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

род, аномально высокими пластовыми давлениями. Поэтому к ней приурочено большинство известных случаев возбужденных землетрясений, принимающих при определенных условиях катастрофический характер.

В краевых частях второй области, соседствующей с океаном, выделяются узкие пояса периокеанических опусканий. Последние начались в позднем мезозое, продолжались в кайнозое, проявлялись и в неотектонический этап. Интенсивное опускание в пределах внешнего края океанов на прилегающих континентах сменяется направленными положительными движениями щитов. Это приводит к накоплению тектонических напряжений в блоках земной коры краевых частей древних платформ, блоковым движениям, оживлению разломов и периодическому выходу сейсмической энергии в виде землетрясений. Как показано (см. гл. VII), древние платформы не являются асейсмичными. В этих зонах зафиксированы возбужденные землетрясения в Индии, Бразилии, Южной Африке и др. Подвижность краевой части Индийской платформы, например в районе плотины Койна, обусловлена тектонической жизнью указанных структурных элементов: сочленения докембрийской платформы в пределах Западных Гат, приподнятой западной оконечностью платформы со следами молодых, дифференцированных неотектонических движений; погружающейся впадиной Аравийского моря; части крупного суперлинеамента — сложной долгоживущей зоны разломов, морфологически выраженной в виде Мальдивского вала — области молодых глыбовых поднятий, а также выявленной в последнее время субмеридиональной зоны разломов, почти параллельной западному побережью Индостанского полуострова. По исследованиям последних лет Индийский щит оказывается подвижным и в его пределах проявляется сейсмичность. В неотектонический этап активны были и Западные Гаты (разломы, горячие источники). Все это приводило к накоплению тектонических напряжений в блоках земной коры краевых частей древних платформ, периодически разрешающихся землетрясениями.

В самом теле платформенных областей (Восточно-Европейская, Северо-Американская, Индийская и др.) могут создаться условия, близкие к описанным при наличии длительно прогибающихся грабенообразных впадин типа авлакогенов или рифтового типа. Они обычно обрамлены зоной разломов и располагаются в основании синеклиз, выполненных платформенным чехлом. Условия проявления землетрясений в таких районах могут быть различными. О возможности сильных землетрясений для некоторых районов говорят исторические и палеосейсмологические данные. Однако происходили они крайне редко. Все это затрудняет оценку долгосрочной сейсмической опасности и необходимы специальные исследования возможных источников напряжений и дополнительные глубинные измерения напряжений.

Выявлено, что районы, где происходят разрушительные платформенные землетрясения (например, в зоне Нью-Мадрида в США) в историческое время, представляют локализованные ослабленные зоны в зем-

---

Рис. 142. Схема неотектоники и сейсмических явлений, связанных с технической деятельностью человека

Геоструктуры материковые: 1 — платформы, 2 — орогены, 3 — рифтогены; переходные: 4 — зоны геосинклиналей, краевых разломов и континентальных флексур; океанические: 5 — платформы, 6 — орогены, 7 — рифтогены. Остальные знаки: 8 — некоторые водохранилища, где обнаружена сейсмическая активность, 9 — сейсмические явления, связанные с инъекцией жидкости в скважину, 10 — сейсмические явления, связанные с атомными взрывами, 11 — районы с выделением сейсмической энергии под влиянием периодической естественной нагрузки водных масс (паводки рек, приливы), 12 — колебания подземных вод, связанные с атомными взрывами и землетрясением, 13 — районы возможного проявления возбужденной сейсмичности; 14 — шельфы

ной коре, а не результат концентрации напряжений. И происходят не в любой части зоны разломов, соответствующим образом ориентированных относительно поля напряжений, а на локализованных ослабленных участках земной коры [68]. Такие зоны могут оставаться в покое в течение миллионов лет, а затем активизироваться вновь, чтобы снова быстро утратить активность. Причины активизации могут быть различны. В пределах областей, подвергавшихся оледенениям, это могут быть процессы дегляциации; могут влиять процессы эрозии; могут сказаться изменения условий и при создании водохранилищ.

Выявляется, что зоны интрузий в фундаменте платформ вследствие растрескивания пород могли иметь более высокую пористость и поровое давление и, следовательно, могли быть зонами эффективного ослабления. Такие землетрясения вблизи интрузий происходят и потому, что к последним в прошлом были приурочены системы крупных разломов, которые проникали глубоко в земную кору до источников магмы. Вот почему М. Д. Зобак и М. Л. Зобак считают правильнее интрузивные породы рассматривать как следствие, а не как причину аномальных условий в коре, приводящих к землетрясениям. Очевидно, одних исторических или палеосейсмогеологических данных для прогнозов недостаточно. Необходимы знания строения чехла и фундамента платформы, изучение унаследованности в проявлениях тектонических движений, а также изучение механизма высвобождения напряжений и понимание физического механизма, контролирующего сейсмичность. Это особенно важно не только для прогнозов возбужденной сейсмичности при устройстве водохранилищ, но и для проектирования строительства атомных электростанций и других инженерных работ.

Уточнение и разработка этих вопросов могли бы привести к созданию прогнозных схем, показывающих перенапряженные участки земной коры, где возможно ожидать при благоприятных сочетаниях тектонофизических условий проявления возбужденных землетрясений при инженерном вмешательстве человека в природную среду. Такие схемы (сейсмотектонического районирования) имеются в опубликованных работах [44] для Восточно-Европейской платформы. Общая картина размещения известных участков возбужденной сейсмичности в сопоставлении с новейшей тектоникой представлена на рис. 142.

Заключение

В книге намечены основные вехи становления и главнейшие результаты изучения новейшей тектоники и геодинамики, их понимание разными школами исследователей. Этот исторический обзор, учитывая сказанное в разных разделах книги, может дополнить рис. 143, показывающий развитие во времени данного раздела знаний. Из рисунка следует, что неотектоника развивается на фоне научно-технической революции. Применяются космические, дистанционные методы, методы космической геодезии; расширилась и увеличилась точность геофизической аппаратуры; используются методы ядерной геологии; тщательно составляются разнообразные геологические и тектонические карты, на которых выявляется строение земной коры. За последнее время возросло проникновение физики, химии, математики, кибернетики во все разделы геологической науки, что заставляет пересматривать и переоценивать общепринятые положения. Стремительно увеличивающийся объем информации потребовал машинных методов обработки, привлечения логико-математических наук, ЭВМ. Появились новые задачи — раскрыть причины и механизм глубинных процессов во взаимодействии с внешними процессами. Решение этих проблем оказалось возможным только с учетом закона взаимосвязанности и взаимообусловленности явлений и процессов, на основе объединения разных наук о Земле, использования методической комплексности с получением количественных характеристик. На фоне сказанного классическая геология превратилась в новую. Все это привело к столь сильному изменению существа геологической науки, что его можно назвать революционным. Научная революция в геологии выразилась в расширении объектов изучения, в орбиту которой попали и глубокие недра, и дно всех акваторий.

Новые разделы геологии, из которых помимо неотектоники необходимо отметить глубинную геологию, в 1968 г. предложены Ю. М. Шейнманном. Некоторые аспекты ее были рассмотрены Ю. А. Косыгиным, что явилось результатом научного прогресса в геологии. Создание карт неотектоники, развитие геодинамики оказались возможными только на определенном уровне познания стратиграфии, а также геологической, геморфологической, геофизической и геодезической изученности континентов и дна океанов. За это время появилась концепция новой глобальной тектоники литосферных плит, рассматриваемая многими геологами как новая парадигма, как новый способ видения Мира, заставляющий переоценивать многие классические представления. Новые взгляды — синтезирующие концепции или теории, которые называют также моделями развития Земли и реже парадигмами, существовали всегда в геологической науке. Потенциальная исчерпаемость эмпирического содержания (а следовательно, и эвристичности) всякой отдельной теории свидетельствует о том, что развивающееся научное знание не может быть полностью сведено к одной из них. На смену старым гипотезам появлялись новые.

Новые факты изменяют содержание и концепции тектоники литосферных плит, порождают ее новые варианты, предложенные А. В. Пейве и А. А. Савельевым, Г. У. Удинцевым, П. Н. Кропоткиным, В. Е. Хаиным и др. В настоящее время данная гипотеза, несмотря на некоторые

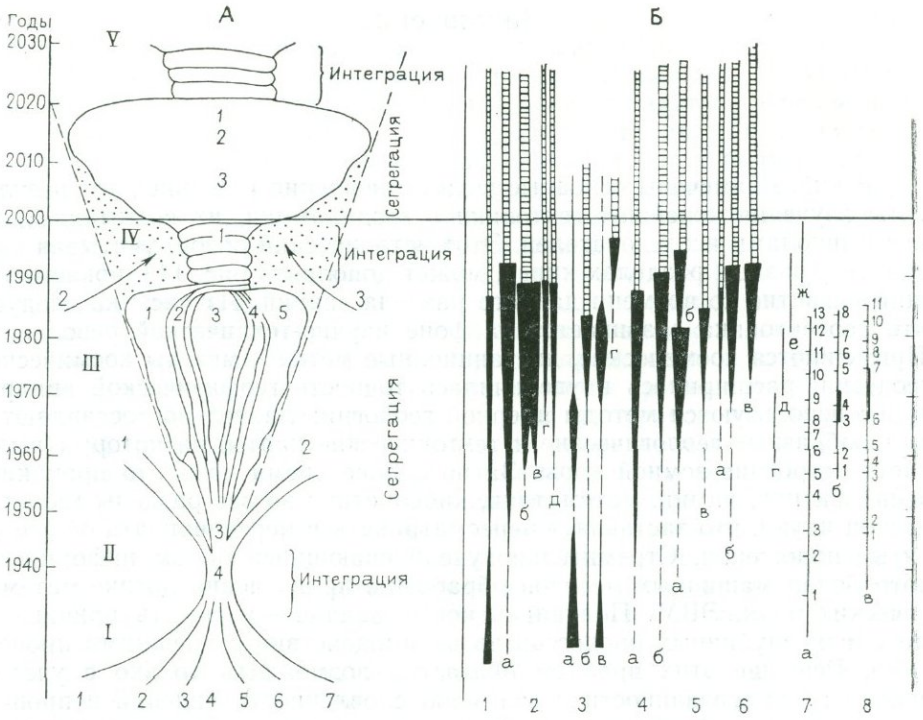


Рис. 143. Схема развития неотектоники в комплексе наук о Земле

А — принципиальная схема развития неотектоники; I — истоки неотектоники как науки: 1 — историческая геология, 2 — геоморфология, 3 — геотектоника, 4 — геофизика, 5 — сейсмология, 6 — геодезия, 7 — астрономия; II — научные направления, изучающие движения и деформации земной коры: 1 — сейсмология, 2 — тектонофизика, 3 — неотектоника, 4 — движение и деформации; III — разделы неотектоники: 1 — региональный, 2 — исторический, 3 — геодинамический, 4 — теоретический, 5 — структурный; IV — интеграция основных направлений в неотектонике; 1 — развитие комплексных процессов, 2 — вовлечение новых дисциплин, 3 — привлечение новых фактических материалов; V — прогноз основных путей развития неотектоники: 1 — появление комплексных проектов, 2 — изменение методологии исследований, 3 — появление новых методов, направлений, дисциплин. Б — развитие отдельных наук о Земле в различных аспектах: 1 — научно-технической революции; 2 — индустриализации науки (а) и главнейших исследований: аэрофотометрических (б), дистанционных (в), ЭВМ и автоматизации (г), геофизических (д), 3 — теоретических представлений: гипотез — контракционной (а), пульсационной и расширяющейся Земли (б), Вегенера и новой глобальной тектоники (в), новых концепций (г); 4 — методологии: диалектического материализма (а), системного анализа (б); 5 — картографирования: составление карт новейшей тектоники первого поколения (а), второго, третьего поколений (б), составление карт современных движений (в); 6 — проблемы и некоторые международные проекты изучения землетрясений и природы современных движений (а), прогноза землетрясений (б), охраны окружающей среды (в), исследования земной коры и верхней мантии (г), исследования геодинамики (д), исследования литосферы (е); глобальная корреляция (ж); 7 — совещания, конференции, конгрессы: а — по новейшей тектонике: 1 — национального комитета АИЧП, 1936 г., 2 — по методам изучения движений и деформаций земной коры, 1944 г., 3 — МОИП, 1948 г.; 4 — комиссии по неотектонике при ИНКВА, Рим, 1953 г.; 5 — конгресс ИНКВА в Мадриде, 1957 г.; 6 — конгресс в Варшаве, 1961 г.; 7 — МГУ, 1964 г.; 8 — конгресс ИНКВА в Денвере (США), 1965 г.; 9 — конгресс в Париже, 1969 г.; 10 — конгресс в Новой Зеландии, 1973 г.; 11 — конгресс в Англии, 1977 г.; 12 — Всесоюзное совещание в Таллине, 1982 г.; конгресс ИНКВА в Москве, 1982 г.; 13 — Всесоюзный семинар в МГУ, 1983 г.; б — по современным движениям: 1) организация комиссии при АН СССР, 1958 г.; 2) при МГГС, 1960 г.; 3) международное совещание в Финляндии, 1965 г.; 4) ежегодные совещания в СССР и за рубежом 1966—1972 гг.; 5) в Цюрихе, 1974 г.; 6) во Львове, 1977 г.; 7) в Калифорнии, 1980 г.; 8) в Кишиневе, 1982 г.; в — главнейшие труды и изданные карты по неотектонике: 1) монография С. С. Шульца по Тянь-Шаню; 2) Н. И. Николаева по европейской части СССР; 3) сборник по современным движениям, 1958 г.; 4) первая обзорная карта неотектоники территории СССР под ред. Н. И. Николаева, С. С. Шульца, 1959 г.; 5) монография Н. И. Николаева, 1962 г.; 6) сборники по современным движениям и неотектонике, 1967—1973 гг.; 7) карта неотектоники Европы, 1973 г.; карта современных движений Восточной Европы, 1973 г.; 8) монография А. А. Никонова по современным и голоценовым движениям, 1977 г.; 9) карта неотектоники СССР и сопредельных стран, 1979 г.; монография С. С. Шульца, 1979 г.; 10) карта неотектоники Юга Азии и сопредельных областей, 1981 г.; 11) карта неотектоники Мира, под ред. Н. И. Николаева, Ю. Я. Кузнецова, А. А. Наймарка; учебные карты СССР, Мира; монография Н. И. Николаева, А. А. Наймарка, В. А. Селиванова по неотектонике и геодинамике Юга Азии, 1984 г.

ее положительные стороны, даже в различных трактовках не является безоговорочным инструментом научного познания и в будущем неизбежно отомрет. В геологии всегда новые представления формировались на основе сменяющихся и одновременно «работающих» нескольких фундаментальных геотектонических концепций. На таком теоретическом «фоне» развивалась и неотектоника. На рис. 143 показано, что в основе методических разработок лежат используемый советскими учеными метод диалектического материализма и широкое применение системного анализа, роль которого непрерывно возрастает. Продолжается накопление нового фактического материала, развиваются региональные исследования. Современная динамика литосферы познается путем выявления взаимосвязи процессов, протекающих в недрах Земли и на ее поверхности, под влиянием различных источников энергии. Отметим пока слабую разработанность количественных оценок различных процессов, тормозящих развитие геодинамических разделов неотектоники, и недостаточное внимание, которое уделяется зарождающейся дисциплине — «глубинная геология».

При разработке отдельных проблем в 80-х годах сегрегация начала сменяться новой интеграцией научных дисциплин с решением вопросов генезиса явлений и их прогнозированием. Можно предвидеть, что в 90-х годах произойдет новая интеграция различных ветвей неотектоники и смежных научных дисциплин и в первые десятилетия XXI в. она вновь сменится сегрегацией научных дисциплин на новых фактологическом, теоретическом, методическом и методологическом уровнях. Возникнут более детальные и количественные методы исследований на базе научно-технического прогресса, новые направления науки, новые дисциплины. Уже появилось новое научное направление «тектодинамика», использующее достижения механики горных пород, структурной и исторической геологии, микроструктурного анализа, сейсмологии, тектонофизики, физики сплошных сред, геофизики и неотектоники. Можно предвидеть, что окрепнет и разовьется «глубинная геология».

Дальнейшее ожидаемое развитие неотектоники отражено на рис. 143. Таким представляется поступательный ход развития науки (подчеркнутый расходящимися пунктирными линиями) на фоне продолжающейся научно-технической революции, дальнейшего технического перевооружения научных дисциплин, широкого применения автоматизированных систем, развития космических методов исследований, сравнительной планетологии и углубленного развития методологии. Можно ожидать стремительного прогресса в области общих теоретических представлений, продолжения совершенствования параллельно развивающихся обобщающих тектонических моделей — парадигм и появление новых. Это будет неизбежным процессом развития теоретической мысли потому, что в различных геотектонических представлениях используются разнообразные, связанные друг с другом константы. К ним относятся плотность, давление, ускорение силы тяжести, скорости продольных и поперечных сейсмических волн, разнообразные модули сжатия, сдвига, различные коэффициенты и их производные. Все они связаны математическими соотношениями, включающими различные неопределенные независимые параметры, приводящие к необходимости введения допущений, к неоднозначным решениям. К этому надо добавить математические расчеты распределения различных физических свойств, требующие учета гравитационной постоянной, изменения радиуса Земли, момента инерции, собственные колебания Земли, поверхностные волны Релея и Лява и другие параметры, которые все время будут уточняться.

Получение новых данных неизбежно приведет к видоизменениям, усовершенствованиям решений, появлению разнящихся параллельных решений, новых вариантов динамических моделей. Это длительный, неизбежный и, я бы сказал, непрерывный процесс, который только сейчас начинает осознаваться в должной мере. Знание процессов геодинамики, тектодинамики достигается экспериментом, эмпирическими обобщениями и построениями, создаваемыми частными моделями, но совершенно очевидно, что они не могут быть одними и теми же для разных геоструктурных зон. Да и сами они всегда будут иметь временный характер, так как их, в конечном счете, определяет также быстро изменяющийся уровень развития общих фундаментальных наук, и прежде всего физики и химии. Со сменой же общих физических и астрономо-геодезических представлений неизбежно должны изменяться и наши общие геодинамические модели и, в итоге, взгляды на тектоническое (неотектоническое) развитие Земли и ее поверхности. Все это открывает широкие перспективы углубленного анализа, осмысливания и сопоставления все вновь и вновь поступающих фактов и уже полученных данных, важных для решения принципиальных вопросов теории и практики.

Двадцать пять лет назад, говоря о перспективах развития геотектоники и неотектоники, я перечислил ряд проблем, требующих дальнейших комплексных исследований. В настоящее время появились новые проблемы, требующие продолжения разработки с учетом уже сделанного. К ним относятся следующие.

1. Более дробное выявление типов строения земной коры по данным глубинной геологии. Установление связи поверхностных неотектонических структур с глубинными и отражение этих процессов в геоморфогенезе, в типах рельефа литосферы.

Такое изучение даст материал для наиболее полного и объективного выделения структурных форм земной коры, эндогенных режимов литосферы и позволит правильно судить о развитии неотектонических структур и связанных с ними главнейших типов рельефа Земли.

2. Изучение линеаментов и кольцевых форм в истории их геологического развития и отражение в структурах, формах рельефа, распределении фаций и формаций, интрузивного и эффузивного магматизма, в аномалиях геофизических полей. Установление закономерностей расположения неотектонических структурных форм, зон деформаций относительно оси вращения Земли и выявление энергетических источников, определяющих крупные кольцевые структурные формы.

Можно ожидать, что указанное изучение даст возможность более точно выявить энергетические центры литосферы, отдельные глыбы и блоки в ее структуре, понять их развитие и взаимоотношение. Это позволит более обоснованно подойти к решению вопросов размещения самых разнообразных полезных ископаемых (рудных, нерудных, нефти, горючих газов, а также воды, становящейся самым важным минеральным сырьем).

3. Изучение закономерностей распределения новейших полей тектонических напряжений, деформаций и движений, в том числе современных всех типов и рангов во времени и в пространстве. Установление эндогенных режимов, спектров движений в пределах каждого выделенного блока земной коры с учетом их вещественного состава. Разработка более надежных количественных методов выявления горизонтальных движений и отражения их в морфогенетических элементах. Выявление особенностей проявлений тектонических движений, деформаций и на-

пряжений в Индо-Атлантическом и Тихоокеанском сегментах земного шара.

Все это позволит понять природу тектонических движений, в частности землетрясений, поможет их прогнозу. Выявит связи с планетарными факторами; позволит более точно наметить границы между указанными сегментами Земли, выявит отражение их в геоморфогенезе входящих в них крупных блоков литосферы; даст материал для понимания дисимметрии в строении земной коры и литосферы.

4. Дальнейшая разработка проблемы гидросферы: выявление источников океанских вод, постоянства и изменения их объема, соотношения колебаний водной оболочки с колебаниями твердой литосферы, изменение морфологии геоида, влияние на них планетарных факторов — изменения скорости вращения Земли и др. Выявление значения глубинных подземных вод и процессов гидродинамики в образовании структурно-тектонических элементов строения земной коры и особенностей проявления экзодинамических процессов.

Такое направление изучения позволит более четко уяснить направление развития земной коры (материков и океанов). Заставит более целеустремленно подходить к сложным проблемам эволюции вещества в недрах, их геохимической сущности, приблизит нас к выявлению вопросов движущих сил геологического развития. Позволит более правильно понимать механизмы образования различных структурных форм земной коры, в которых вода играет значительно большую роль, чем мы предполагаем в настоящее время. Заставит пересмотреть механизмы экзодинамических процессов и более точно понять развитие структурных форм и форм рельефа разных рангов.

5. Изучение особенностей ротационного режима Земли и закономерностей изменений скорости ее вращения с учетом расслоенности Земли в связи с результатами проявления разнообразных геологических и геофизических процессов, ведущих к перемещениям масс вещества как на поверхности земного шара, так и в его недрах.

Можно ожидать, что такое комплексное изучение астрономо-геодезических и геолого-географических фактов даст материал для более обоснованного суждения о перемещениях оси вращения Земли и возникновении напряжений в ее теле; позволит понять особенности поведения ядра Земли и его взаимодействия с мантией, в какой-то мере определит скорости этих процессов; выявит значение этих факторов в смещении географических зон, изменении циркуляции атмосферы и климатов на Земле, деформаций водной оболочки и др.

6. Изучение ритмичности, цикличности в проявлениях разнообразных процессов и явлений, сказывающихся на геологических, тектонических, экзодинамических, биологических, астрономо-геодезических и других объектах изучения естествоиспытателя.

Неравномерность проявления всех этих явлений, их пульсация не имеют пока удовлетворительного объяснения. Пульсации разномасштабны — от миллиардов, десятков и сотен миллионов лет до нескольких тысяч и десятков лет, вплоть до годовых, суточных и более дробных колебаний. Они отражаются в ритмичности проявлений тектонических движений, в неравномерностях сейсмической и вулканической активности. С ними связано усиление и ослабление процессов горообразования, сменяющихся периодами относительного покоя. Ими объясняются цикличность формирования рельефа поверхности континентов; закономерности процессов седиментации и др. Можно предположить, что пульсации — это одна из форм существования материи, ее атрибут, при-

сущий как макро-, так и микромиру и отражающийся во всех геологических, биологических, планетарных и космических процессах.

7. Дальнейшая разработка метода системного подхода к анализу новейших полей тектонических напряжений и деформаций, успешно начатых П. Н. Николаевым. Выявление тектоно-динамических систем разных рангов. Изучение их свойств и взаимодействий. Усовершенствование методик анализа кинематических и динамических характеристик неотектонических движений, составления карт тектодинамики.

Можно ожидать, что решение указанных задач позволит более углубленно понять ряд теоретических вопросов геотектоники, тектодинамики, неотектоники; применить их в практических целях: при проходке глубоких и сверхглубоких скважин, в охране окружающей среды, для выявления размеров интенсивных техногенных влияний на природную обстановку, в разработке режима эксплуатации крупных водохранилищ, информативности геологических критериев сейсмичности, для прогноза землетрясений и др.

8. Изучение производственной, технической деятельности человека на окружающую среду и выработка мер ее охраны.

Эти вопросы подробно были сформулированы в новом разделе — экологической неотектонике. Они являются важнейшей проблемой, волнующей мировую общественность, и не требуют дополнительных разъяснений.

Известно, что по содержанию, форме и назначению наука имеет глубоко общественный, коллективный характер. Любая наука — это результат сложного коллективного труда. Общие теоретические вопросы, затронутые выше, правильно могут быть разрешены только при условии работы коллективов ученых, при кооперации с иностранными специалистами, при необходимом взаимопроникновении одних областей науки в другие, оценке комплекса разнообразных данных на материалах всей планеты. Отдельные ученые не могут овладеть всеми необходимыми для этого тонкостями научного анализа и синтеза. Слишком быстро развиваются различные разделы наук, которые необходимо учитывать в комплексе. Коллективная организация работы ученых — форма работы, которая широко распространена в СССР и основывается на передовой методологии. Вот почему можно ожидать, что именно в нашей стране затронутые основные проблемы получат наиболее правильное решение; они имеют не только научное, но и огромное практическое значение.

Список литературы

1. *Артемьев М. Е.* Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. М., Наука, 1966.
2. *Артемьев М. Е.* Изостазия территории СССР. М., Наука, 1975.
3. *Артюшков Е. В.* Геодинамика. М., Наука, 1979.
4. *Беляевский Н. А.* Строение земной коры континентов по геолого-геофизическим данным. М., Недра, 1981.
5. *Белоусов В. В.* Основы геотектоники. М., Недра, 1975.
6. *Белоусов В. В.* Переходные зоны между континентами и океанами. М., Недра, 1982.
7. *Белоусов В. В., Павленкова Н. И.* Типы земной коры.— Геотектоника, 1985, № 1, с. 3—14.
8. *Берлянд А. М.* Картографический метод исследования. М., Изд-во МГУ, 1978.
9. *Боголепов К. В., Чиков Б. М.* Геология дна океанов. М., Наука, 1976.
10. *Ботт М.* Внутреннее строение Земли. М., Мир, 1974.
11. *Буллен К. Е.* Введение в теоретическую сейсмологию. М., Мир, 1966.
12. *Вейл П. Р., Митчем Р. М., Томпсон С.* Глобальные циклы относительных изменений уровня моря.— В кн.: Сейсмическая стратиграфия, т. 1, М., 1982, с. 160—183.
13. *Влияние* инженерной деятельности на сейсмический режим. Под ред. Н. И. Николаева. М., Наука, 1977.
14. *Гзовский М. В.* Основы тектонофизики. М., Наука, 1975.
15. *Гупта Х., Растоги Б.* Плотины и землетрясения. М., Мир, 1979.
16. *Дешифрирование* четвертичных отложений Русской равнины. М.—Л., Наука, 1966.
17. *Джекобс Дж.* Земное ядро. М., Мир, 1979.
18. *Добрецов Н. Л.* Введение в глобальную петрологию. Новосибирск. Наука, Сиб. отд., 1980.
19. *Дрейф* континентов. Горизонтальные движения земной коры. М., Мир, 1966.
20. *Инженерно-геологические* аспекты рационального использования и охраны геологической среды. Под ред. Е. М. Сергеева, М., Наука, 1981.
21. *Калинин А. В., Калинин В. В., Пивоваров Б. Л.* Сейсмоакустические исследования на акваториях. М., Недра, 1983.
22. *Касахара К.* Механизм землетрясений. М., Мир, 1985.
23. *Косыгин Ю. А.* Тектоника. М., Недра, 1983.
24. *XI Конгресс* ИНКВА. Итоги и перспективы. М., Наука, 1985.
25. *Космическая* информация в геологии/Под ред. В. Г. Трифонова, В. И. Макарова, Ю. Г. Сафонова, П. В. Флоренского. М., Наука, 1985.
26. *Костенко Н. П.* Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М., Недра, 1972.
27. *Красный Л. И.* Проблемы тектонической систематики. М., Недра, 1977.
28. *Кропоткин П. Н.* Проблемы геодинамики. — В кн.: Тектоника в исследованиях Геологического ин-та АН СССР. М., 1980, с. 176—247.
29. *Марков К. К.* Основные проблемы геоморфологии. М., ОГИЗ, 1948.
30. *Методические* рекомендации по разработке геоморфологической терминологии дна Мирового океана/Составители Е. Н. Былинский, Г. В. Вечконова. ВНИИЗарубежгеология, М., 1979.
31. *Мещеряков Ю. А.* Структурная геоморфология равнинных стран. М., Наука, 1965.
32. *Мещеряков Ю. А.* Избранные труды. Рельеф и современная геодинамика. М., Наука, 1981.
33. *Милановский Е. Е.* Рифтогенез в истории Земли. (Рифтогенез на древних платформах). М., Недра, 1983.
34. *Мячкин В. И.* Процессы подготовки землетрясений. М., Наука, 1978.
35. *Наймарк А. А.* Концепция глобального неотектонического этапа (историко-геологические и методологические аспекты).— Изв. вузов, Геол. и разв., 1983, № 4, с. 3—17.
36. *Напряженное* состояние земной коры. Под ред. П. Н. Кропоткина. М., Наука, 1973.
37. *Неотектоника* и современная динамика литосферы. Т. I, II, Изд. Геол. ин-та. Таллин, 1982.

38. *Николаев Н. И.* Очерки по истории геологических знаний. Вып. 6, М., изд-во АН СССР, 1958, с. 3—96.

39. *Николаев Н. И.* Генетические типы новейших континентальных отложений.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1946, т. XXI(4), с. 25—64.

40. *Николаев Н. И.* Новейшая тектоника СССР. М., Изд-во АН СССР, 1949.

41. *Николаев Н. И.* Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962.

42. *Николаев Н. И.* Карта новейшей тектоники Мира.— Геоморфология, 1970, № 4, с. 3—20.

43. *Николаев Н. И.* О сущности комплексных исследований в геоморфологии и перспективах их дальнейшего развития.— Бюлл. Геол. ин-та, т. XXII. Исследования четвертичной геологии в Польше. Варшава, 1971.

44. *Николаев Н. И.* Проблемы изучения, прогноза и предупреждения землетрясений.— Вулканология и сейсмология, 1979, № 4, с. 81—92.

45. *Николаев Н. И.* О происхождении и принципах классификации тектонических движений.— Изв. вузов, Геол. и разв., 1981, № 4, с. 47—60.

46. *Николаев Н. И.* Вопросы глобальной неотектоники и геодинамики литосферы в связи с научно-технической революцией в геологии.— Изв. вузов, Геол. и разв., 1984, № 8, с. 6—17.

47. *Николаев Н. И., Наймарк А. А.* Типы геоструктур и типы тектогенеза новейшего этапа развития Земли.— Изв. вузов, Геол. и разв., 1978, № 6, с. 3—15.

48. *Николаев П. Н.* Методика статистического анализа трещин и реконструкция полей тектонических напряжений.— Изв. вузов, Геол. и разв., 1977, № 12, с. 103—115.

49. *Николаев П. Н.* Системный анализ тектонических напряжений и деформаций.— Изв. вузов, Геол. и разв., 1978, № 5, с. 24—35.

50. *Николаев П. Н.* Поля напряжений и механизм формирования новейших тектонических структур. Автореф. дисс. на соиск. уч. степени докт. геол.-минер. наук. М., МГУ, 1984, с. 48.

51. *Никонов А. А.* Голоценовые и современные движения земной коры. М., Наука, 1977.

52. *Новейшая* тектоника континентальных переходных и океанических областей Земли. (Объяснительная записка к карте новейшей тектоники Мира, масштаб 1 : 15 000 000)/Ред. Н. И. Николаев, Ю. Я. Кузнецов, А. А. Наймарк. М., ВНИИЗарубежгеология, 1984.

53. *Новейшая* тектоника Южной Азии. Под ред. Н. И. Николаева. М., изд-во МГУ, 1984.

54. *Обручев В. А.* Избранные работы по географии Азии. Т. II. М., Гос. изд-во географ. лит., 1951.

55. *Орлова А. В.* Пустыни как функция планетарного развития. М., Недра, 1978.

56. *Основы* методики структурно-геоморфологических исследований при нефтегазопоисковых работах/Под ред. С. П. Максимова, А. Н. Золотова, Л. П. Полкановой. М., Недра, 1978 (Тр. ВНИГНИ, вып. 198).

57. *Применение* геоморфологических методов в структурно-геологических исследованиях. Под ред. И. П. Герасимова. М., Недра, 1970.

58. *Проблемы* глобальной корреляции геологических явлений. М., Наука, 1980.

59. *Проблемы* расширения и пульсации Земли. Под ред. Е. Е. Милановского. М., Наука, 1984.

60. *Проблемы* тектонических движений и новейших структур земной коры. Под ред. Н. И. Николаева. М., Наука, 1968.

61. *Пущаровский Ю. М.* Проблемы тектоники океанов.— В кн.: Тектоника в исследов. Геолог. ин-та АН СССР. М., 1980, с. 123—175.

62. *Разломы* и горизонтальные движения горных сооружений. Под ред. А. И. Суворова. М., Наука, 1977, с. 136.

63. *Раскатов Г. И.* Прогнозирование тектонических структур фундамента и чехла древних платформ и форм погребенного рельефа средствами геолого-геоморфологического анализа (на примере Воронежской антеклизы). Изд. Воронеж. ун-та, Воронеж, 1972.

64. *Резанов И. А., Файтельсон А. Ш., Краснопевцева Г. В.* Природа границы Мохоровичича. М., Недра, 1984.

65. *Ритмичность* природных явлений. Л., Изд-во АН СССР, 1973.

66. *Русанов А. Б.* Тектоника и эрозионная сеть континентов.— Геотектоника, 1979, № 2, с. 41—48.

67. *Сейсмическое* районирование территории СССР. Методические основы и региональное описание карты 1978 г. М., Наука, 1980.

68. *Современные* проблемы геодинамики. Под ред. Ч. Дрейка и Л. Шмитта. М., Мир, 1984.

69. *Современные* сейсмодислокации и их значение для сейсмического микрорайонирования. Под ред. Г. П. Горшкова. М., изд-во МГУ, 1977.
70. *Спиридонов А. И.* Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картографирования. Изд. Высш. школы, М., 1970.
71. *Структурная* геоморфология континентальных окраин. М., Недра, 1983.
72. *Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш.* Мантия Земли и тектогенез. Киев, Наукова думка, 1968.
73. *Тектонические* движения и новейшие структуры земной коры. (Материалы совещания по проблемам неотектоники). Под ред. Н. И. Николаева. М., Недра, 1967.
74. *Тектоническая* расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. Под ред. А. В. Пейве. М., Наука, 1982. Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 359.
75. *Тектоносфера Земли.* Под ред. В. В. Белоусова. М., Наука, 1978.
76. *Тимофеев Д. А.* Поверхности выравнивания суши. М., Наука, 1979.
77. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М., Недра, 1973.
78. *Шульц С. С.* О новейшей тектонике Тянь-Шаня.— Тр. XVII сессии МГК, 1939, т. II, с. 629—635.
79. *Шульц С. С.* Области горообразования (современные представления и терминология).— Вестн. ЛГУ, 1976, № 12, с. 75—89.
80. *Шульц С. С.* Тектоника земной коры (на основе анализа новейших движений). Л., Недра, 1979.
81. *Ушаков С. А., Красс М. С.* Сила тяжести и вопросы механики недр Земли. М., Недра, 1972.

Абих Г. В. 18
Абраменок Г. А. 137, 141
Абрамович И. И. 327
Абраменко Н. Н. 340
Авенариус Н. Г. 129
Авершин С. Г. 447
Авсюк Ю. Н. 62, 63
Адамс Р. 452
Ажгирей Г. Д. 85, 385
Аки К. 57, 376
Акишев Т. А. 210
Акрамходжаев А. М. 301, 468
Алейников А. Л. 419, 420
Александров В. А. 347
Алексеев А. С. 230
Аллен М. 290
Амбразейс Н. 301, 302, 303
Ананьев Г. С. 373
Андерсен Э. 284, 452, 453
Андреев Б. А. 230
Аникеев К. А. 226
Антоненко Э. И. 315, 316
Анучин Д. Н. 17, 123
Апродов В. А. 399
Аракелянц М. М. 420
Арган Э. 97, 98, 188, 361, 385
Аристархова Л. Б. 129
Артемьев М. Е. 71, 72, 227, 238, 273
Артушкевич П. А. 315, 316
Артюшков Е. В. 11, 25, 58, 59, 72, 185, 226, 227, 266, 267, 350, 376, 381, 383
Архангельский А. Д. 15, 20, 171, 229, 234, 303, 351, 362, 406
Асеев А. А. 139
Атласов И. П. 174
Ахмеджанов М. А. 469
Афанасьев Г. Д. 420
Афремова Р. А. 429

Бабаев А. М. 452
Бадюков Д. Д. 69, 73
Баланина Л. М. 276
Баранова С. К. 185
Баранова С. М. 306
Барсук А. М. 420
Барсуков В. Л. 318
Бархатов Б. П. 27, 171
Батский И. С. 251
Башилов В. И. 411
Башилова Н. И. 411
Бегметов Э. Ю. 301, 468
Безовкина О. А. 378, 380
Безродный Б. М. 469
Беллавин О. В. 419, 420
Белов И. В. 89
Белоголовкин А. А. 358, 365
Белокопытов В. А. 185
Белоусов В. В. 19, 21, 27, 33, 34, 46, 47, 48, 52, 66, 76, 86, 87, 97, 171, 189, 230, 262, 333, 349, 361, 363, 364, 366, 376, 395, 396, 399, 400, 406, 409, 410, 422
Белый Л. Д. 467
Беляевский Н. А. 69, 151, 262, 327, 349, 383
Беньоф Г. 281, 282, 401
Берг А. 59
Берг Л. С. 81, 144
Берд Дж. 381, 409
Бердичевский М. И. 154
Берлянт А. М. 106
Беру Дж. 381
Беспалый В. Г. 139
Беспрозванный П. А. 176
Благоволин Н. С. 235, 294, 360
Блум А. 73
Богданов А. А. 98, 171, 351, 362, 364
Богданов В. И. 228, 231, 232
Богданович К. И. 18
Боголепов К. В. 171, 173, 326, 353, 362, 364, 388, 406, 408, 409
Бондарев Л. Г. 230, 268
Бондарук А. Г. 198, 199, 245, 248
Бондарчук В. Г. 40
Бончковский В. Ф. 21, 206
Борисевич Б. В. 373
Борисов А. А. 151, 262, 349
Борисов О. М. 412, 469
Борисяк А. А. 406
Борн А. 227
Борукаев Ч. Б. 173, 351, 362
Ботт М. 57, 68, 228, 272, 312
Бриджмен П. В. 234, 274
Бронгулеев В. В. 240, 424
Брун 281
Брунсден Д. 148
Брюханов В. Н. 412, 418
Бубнов С. Н. 85, 113, 188
Буланже Ю. Д. 208, 209, 238, 258, 265, 266, 267
Булин Н. К. 276, 459
Буллен К. Е. 43, 44, 50, 57, 274, 281
Бунэ В. И. 25, 165
Буркар Ж. 21, 23, 333
Бухарцев В. П. 129
Буш В. А. 411, 412, 418
Буштар М. С. 217
Былинская Л. Н. 205, 206
Былинский Е. Н. 41, 226, 326
Быханов Е. В. 188
Бюс К. К. 302
Бюффон Ж. 100

Вадатти К. 401
Вайн Ф. 153, 388
Ван-Беммелен Р. 84, 97, 376
Ван-де-Пласш О. 77

Ванко Я. 257
Ваньян Л. Л. 154
Варламов И. П. 25
Варсанофьева В. А. 147, 373
Вартаньян Г. С. 250
Варшол Г. М. 318
Варущенко С. И. 128
Василенко И. В. 195
Васильев Ю. М. 139
Васильковский Н. П. 374
Вассоевич Н. Б. 217, 303, 325
Вашилов Ю. Я. 52, 53
Введенская А. В. 275, 276
Вебер В. К. 115
Вегенер А. 188
Вегманн Е. 20, 422
Вейл П. 77, 79, 80, 81
Велич С. 241
Вереда В. С. 214, 215, 446
Верещагин Г. Ю. 204
Верзилин Н. Н. 303
Вернадский В. И. 30, 76, 81, 87, 89, 212, 213
Верштейн 188
Виллис Б. 146, 148
Винник Л. П. 54, 68
Виноградов А. П. 76, 77, 100, 324, 326, 387
Виттинг Р. 269
Виссарион М. 257
Витязев А. В. 58
Воейкова О. А. 4
Волков Н. Г. 136, 162
Вольперт М. И. 41, 139
Волчанская В. К. 425
Воробьев А. А. 211
Воскресенский С. С. 270
Востряков А. В. 25
Вуллард Дж. 327, 337
Выржиковский Т. 257
Вялов О. С. 20

Гайнанов А. Г. 393
Гайо А. 433
Галушкин Ю. И. 13, 156
Гамбурцев Г. А. 21, 320, 321
Гансер А. 380
Гарецкий Р. Г. 303
Гармонов И. В. 445, 446
Гаррелс Р. 383
Гаф В. 455, 465
Гаф Д. 455
Гвин В. Я. 128
Гейм А. 374
Геер де Г. 17, 161, 227, 230
Герасимов И. П. 8, 9, 14, 36, 40, 41, 124, 268, 327, 334, 420, 441, 442
Геренчук К. И. 109
Герстенкорн Г. 60
Геттон Д. 100
Гзовский М. В. 25, 90, 116, 177, 179, 180, 258, 259, 260, 262, 278, 281, 312, 422, 441, 469
Гильберт Т. 351
Гинтов О. Б. 415
Глух А. К. 412
Глуховская М. З. 411, 416
Глушкова М. И. 374
Гогель Ж. 363
Голицын Б. Б. 18, 213, 320
Голл Дж. 352, 407
Головкинский К. А. 84
Голодовин В. Д. 128
Голубева Н. В. 276
Гольц С. И. 445
Горелов А. А. 217
Горелов С. К. 36, 41, 42, 128
Горецкий Г. И. 139, 141
Городецкий Г. И. 218, 220
Городницкий А. И. 432, 433, 434
Горшков Г. П. 21, 25, 44, 291
Горшков Г. С. 422
Гофштейн Н. Д. 237, 340, 443, 446
Грачев А. Ф. 240, 348, 383
Григгс Д. Т. 234
Григоренко П. Г. 374
Григорьев А. А. 272
Гричук М. П. 139
Грушинский Н. П. 67
Гуделис В. К. 233, 234
Гурарий Г. З. 46
Гупта Х. 457, 463
Гусева Т. В. 185, 246, 247
Гусейнзаде О. Д. 199
Гутенберг Б. 43, 45, 57, 188, 226, 227, 232, 235
Гутерман В. Г. 230, 231
Гуха С. 456
Гущенко О. И. 117

Далтян И. Б. 222
Дарвин Дж. 60
Дедова Е. В. 298
Деменицкая Р. М. 52, 55, 151, 262, 327, 350, 432, 434
Деметреску К. 241
Деттон К. 70
Джибалидзе Э. А. 308, 309
Джекобс Дж. 44, 58, 59
Джемисон Т. 17
Джеффрис Т. 43, 44, 280
Джонг де К. А. 385
Дитц Р. 409
Днепровский Н. И. 189
Добрецов Н. Л. 45, 53
Докучаев В. В. 81, 146
Донабедов А. Т. 238, 239
Дракопулос Дж. 457, 465
Дрейк К. 409
Дубровский В. А. 54
Думитрашко Н. В. 370
Дэвис В. М. 148
Девис Дж. 381
Дэна Д. 407
Дювиньо П. 441
Дьюи Дж. 381, 409

Евсеев С. А. 230
Егоркина Г. В. 288
Еремеев А. П. 213, 214, 240
Есиков Н. П. 95

Жарков В. Н. 13, 52, 280
Желнин Г. А. 232
Жиллюли Дж. 113
Жуков М. М. 136
Жуков Р. А. 161
Журавлев В. С. 340

Заварицкий А. Н. 401
Загрузина И. А. 112
Захаров С. А. 365
Захаров В. К. 195
Зверев А. Т. 241
Зельдович Я. Б. 243
Зобан М. Д. 337
Зобак М. Д. 472
Зобак М. Л. 472
Золотарев Г. С. 25, 169
Зоненшайн Л. П. 11, 324, 381, 406, 408
Зорин Ю. А. 425
Зупан А. 418
Зюсс Э. 17, 76, 352, 395
Зятькова Л. К. 137

Ибрагимов Д. В. 41
Ибрагимов Р. Н. 300
Иванов А. А. 303
Иверонова И. И. 268
Изотов А. А. 67
Ильин П. И. 224
Индриксон Э. К. 260
Исезаки Н. 402

Казаринов В. П. 95
Казимиров Д. А. 31
Кайё А. 227, 335
Калашникова И. В. 240, 253
Калинин А. В. 127
Калинин В. В. 127
Калинин Г. П. 202
Каминский В. Д. 432
Канаев В. Ф. 174
Канамари Х. 286
Каплин П. А. 77, 78, 334
Кардер Д. 323, 453, 454, 455, 465
Кариг Д. 402
Карник В. 273
Карпинский А. П. 123, 251, 340
Карпова Е. А. 362
Карус Е. В. 50
Касахара Дж. 402, 403
Касахара К. 194, 255, 315
Каттерфельд Г. И. 40, 66, 67
Кац Х. 404
Кац Я. Г. 414
Кашин Л. А. 195
Квесада В. 242
Квиткович Н. 238
Кеннеди В. 422
Кизлингер А. 225, 226
Ким П. С. 468
Кинг Л. 147, 148, 376, 383
Кириенко А. П. 195
Кириллова И. В. 302
Киссин И. Г. 249, 323, 463
Кисслингер К. 455, 457, 463
Клейнер Ю. М. 151
Клиге Р. К. 78, 203
Клоос Г. 422
Клушин И. Г. 64, 72, 327
Кобаяши К. 402
Кобер Л. 351, 406
Кожевников А. В. 139
Кожурина М. С. 136
Козленко В. Г. 72, 327
Козлов В. В. 425, 431
Козловский Д. А. 205, 206
Колмогоров В. Г. 249
Колмогорова П. П. 237
Комаров Ю. В. 358, 365
Конопальцев И. И. 194, 195
Корбель Ж. 268
Корешков И. В. 365, 366
Коржуев С. С. 36
Корокина Т. П. 198, 261
Короновский Н. В. 414, 420, 435
Косминская И. П. 46, 49
Коссмат Ф. 234
Костенко Н. П. 123, 124, 141, 143, 146, 147, 367, 370, 371, 373, 374, 420
Костко А. А. 340
Костров В. В. 280
Котлов Ф. В. 445
Косыгин Ю. А. 27, 31, 45, 51, 66, 84, 86, 97, 171, 173, 271, 365, 366, 376, 418, 424, 473
Коттон К. 428
Кошечкин Б. И. 235
Кошкина Г. А. 200
Краевский С. 438, 445
Крапивнер Р. Б. 342, 343
Красный Л. И. 27, 324, 327, 422
Краус Е. 363
Красовский Ф. Н. 18, 67
Крашенинников Г. Ф. 225, 304
Кребс В. 403
Кренкель Э. 85
Крестников В. Н. 161, 177
Криволуцкий А. Е. 269
Криггенден М. 73
Кромер М. А. 291
Кропоткин М. Т. 325
Кропоткин П. Н. 26, 46, 87, 89, 96, 174, 234, 262, 276, 290, 326, 334, 349, 350, 366, 383, 473
Кузин И. Л. 170, 218
Кузнецов О. Л. 50
Кузнецов Ю. А. 25, 165, 362, 422, 474
Кузнецова В. Г. 237, 238
Кук К. Л. 50
Кук К. 450, 451
Кулаков Ю. Н. 138, 170, 348
Куликов Г. В. 250
Курдюков В. К. 141
Куренков А. В. 432
Курочкин П. Е. 193
Кутейников Е. С. 412, 413
Кутейникова Н. С. 412, 413
Кучай В. К. 4, 11, 25, 274
Кучма В. Г. 56
Кьяртанссон Г. 437
Кэри С. 402

Кюнен Ф. 76
Кяярияйнен Е. 232

Лагорио А. Е. 18
Ладынин А. В. 328
Лазарев Г. Е. 227
Лазуков Г. И. 230
Ламакин В. В. 205, 248, 249, 251
Ланге О. К. 360, 374
Ларионов В. А. 210
Латынина Л. А. 308, 312, 317
Лебедев В. И. 89
Лебедева О. А. 26, 294
Леви К. Г. 123
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 76, 85, 91, 251, 423
Левков Э. А. 227, 230, 340, 342, 343
Левый Н. В. 52
Лейбензон Л. С. 65, 66
Леонов Ю. Г. 114, 352, 363, 367
Леонтьев О. К. 78, 145, 169, 358, 395, 433
Леонтьев П. Н. 225
Ле Пишон К. 154
Линдберг Г. У. 77
Лилиенберг Д. А. 25, 196, 200, 238, 258, 446
Лисицын А. П. 325, 326, 327
Литвин Э. М. 432
Литвиненко Н. В. 230
Литинский В. А. 340
Личков Б. А. 19, 38, 64, 92, 147, 227, 310, 311, 353, 367, 373, 383, 385
Лишневский Э. Н. 424
Логачев Н. А. 25, 358
Ломизе М. Г. 404
Ломоносов М. В. 16, 84, 100, 188
Ломтадзе В. Д. 440, 441
Лонгвиненко К. В. 217
Лопатин Г. В. 268, 328
Лукк А. 317
Лукьянов А. В. 173
Лукьянова С. А. 203, 433
Лунев В. С. 149
Лутсар Р. В. 197
Лучицкий И. В. 365
Любимова Е. А. 55, 58, 64
Люстих Е. Н. 65, 226, 230, 346, 383, 386
Ляйель Ч. 100, 251

Мавлянов Г. А. 211, 300
Магницкий В. А. 25, 52, 55, 58, 72, 152, 185, 238, 240, 253, 265, 266, 267, 327, 349, 386
Маева С. В. 58
Мазарович А. Н. 15, 20, 251, 406
Мазарович О. А. 394
Макаров В. И. 158, 159, 338
Макдональд Г. 60, 61
Макелвейн Дж. 45
Макензи Ф. 383
Маккавеев Н. И. 137, 138
Макларен 17
Маловицкий Я. П. 356
Мануйлова К. А. 223
Марахонин В. И. 683
Маринов Н. А. 293, 313
Марков К. К. 76, 106, 150, 153, 227, 373
Мартин Р. 466
Мартова И. А. 433
Мартынова Г. И. 339, 415
Масайтис В. Л. 365
Масуренков Ю. П. 91
Матвеев А. В. 340
Матьюс В. 388, 437
Махин Г. В. 411
Медведев В. С. 271, 273, 433
Мейснер Р. 47
Мелекесцев Н. В. 423, 426, 431, 432
Менард Г. 76, 175, 269, 326, 401
Менерт К. 422
Мещерский И. Н. 197, 446
Мещеряков Ю. А. 22, 23, 36, 41, 42, 136, 147, 166, 244, 252, 259, 267, 315, 327, 341, 344, 349, 351
Мёрнер Н. А. 23, 69, 73, 77, 78, 80, 230, 234
Мийдл А. М. 260
Милановский Е. В. 106
Милановский Е. Е. 25, 46, 74, 189, 352, 357, 363, 368, 370, 406, 420, 422, 425, 426, 428
Милькис М. Р. 317
Мироненко В. А. 225, 444
Мирошниченко В. П. 151
Мирчинк Г. Ф. 19, 139, 229, 342, 361, 365
Митчел Д. 154
Митчел Р. М. 81
Михайлов А. Е. 11, 412
Мишарина Л. А. 276
Миясиро А. 376
Могилевский А. И. 318
Моги К. 312, 315
Можаева В. Г. 416
Моисеенко Ф. С. 383
Мокринский В. В. 341
Молнар Р. 381
Молоденский М. С. 11
Моор О. 281
Морган В. 433
Моссаковский А. А. 351, 408
Мохоровичич А. 45
Муратов М. В. 98, 299, 351, 362, 364, 380, 395, 406, 409, 423
Мушкетов Д. И. 18, 21, 227
Мушкетов И. В. 17, 123
Мухин Ю. В. 217
Мышкис А. М. 243
Мэтьюз Д. 153
Мюллер Л. 231
Мячкин В. Н. 284, 285, 286

Нагибина М. С. 365, 425
Нагорская Д. А. 210
Нагумо С. 402, 403
Надаи А. 96
Найдин Д. П. 77
Наймарк А. А. 15, 25, 74, 165, 358, 474
Наливкин Д. В. 171, 303, 308
Наливкин В. Д. 339
Наумов А. Д. 147
Наумов А. В. 193, 360

Несмеянов С. А. 374, 375
Нерсесов И. Л. 186, 317, 322, 323
Нечаев С. Г. 303
Нигматулаев С. К. 317
Никитенко Ю. П. 195
Николаев В. А. 20, 362
Николаев Н. И. 14, 21, 23, 25, 27, 31, 42, 74, 76, 77, 78, 85, 86, 87, 96, 124, 164, 165, 171, 176, 177, 178, 179, 189, 228, 229, 232, 233, 262, 301, 303, 323, 337, 344, 362, 364, 367, 406, 408, 420, 440, 442, 446, 447, 455, 456, 457, 458, 467, 469, 474
Николаев П. Н. 4, 25, 26, 50, 93, 95, 103, 117, 118, 119, 120, 121, 122, 178, 179, 242, 243, 244, 262, 276, 287, 288, 289, 294, 390, 391, 462, 469, 478
Никонов А. А. 30, 200, 225, 227, 230, 235, 267, 269, 474
Новиков Э. А. 445
Норяинов И. В. 445

Обидиентова Г. В. 139
Обручев В. А. 13, 14, 15, 17, 18, 20, 81, 147, 353, 361, 367, 368
Обст Е. 418
Ог Э. 351, 407
Одняев Н. Н. 246
Озерский А. Д. 84
Оксбург Е. 381
Оллиер К. 77, 142, 149, 376, 381, 382, 402, 425, 430
Орвику К. К. 303, 305
Орленок В. В. 73
Орлова А. В. 60, 61, 62, 63
Орлянкин В. И. 417, 424
Осика Д. Г. 317
Островский А. Б. 298, 299
Островский А. Е. 206, 259
Остропико П. А. 315, 316

Павленкова Н. И. 46, 47, 48
Павлинов В. Н. 420, 421
Павлов А. П. 76, 303
Павловский Е. В. 85, 357, 411
Панаев В. А. 47
Панов Д. Г. 327
Панюков П. Н. 87, 89
Парийский Н. Н. 60, 63, 209, 291
Парфенов Л. М. 171
Певнев А. К. 185, 187, 246, 247
Пейве А. В. 35, 45, 85, 86, 96, 98, 389, 406, 408, 423, 473
Пенк А. 17, 149, 227, 268
Пенк В. 17, 21, 124, 146, 147, 148, 369, 373, 418, 419
Перре А. 290
Перфильев А. С. 432
Перцев Н. Н. 424
Петрушевский Б. А. 272, 364, 365, 409
Пивоваров Б. Л. 127
Пиотровский М. В. 13, 40
Питчер В. 425
Плангар Н. 238
Планк М. 64
Плафкер Дж. 293
Плотников Н. И. 438, 441, 442, 443, 445
Погребенский М. Н. 281
Поздняков А. В. 370
Полканов Б. Б. 128, 129
Полканов В. П. 129
Полканова Л. П. 25, 151
Полумб А. 298
Поляк В. Г. 87, 89
Полякова Т. П. 165
Пономарев Б. Я. 415
Пономарев В. С. 274
Попов А. И. 150
Попов В. И. 110, 358, 367
Попов В. С. 424
Попова Г. З. 419
Посадская А. С. 222
Пратт Ф. 70, 71, 72, 73, 234
Пресс Ф. 57
Провобио Е. 242
Пуминов А. П. 168
Пущаровский Ю. М. 74, 75, 174, 364, 389, 392, 394, 395, 401, 408, 409, 429
Пшенин Г. Н. 360

Рагозин Л. А. 114, 115
Райт Р. У. 47
Рамсей 17
Растворова В. А. 125, 269, 270
Раскатов Г. И. 136, 336
Рахимова И. Ш. 200, 257, 258
Рац И. В. 281, 282
Ребиндер П. А. 466
Ревелль Р. 76, 77
Резанов И. А. 76, 77, 151, 311, 354, 370, 378, 380, 383
Резвой Д. П. 161
Рейд Х. 277, 280
Рейнин Н. В. 129
Рейснер Г. И. 25, 177, 178, 263, 366
Реклю Э. 251
Рид Х. 422
Ризниченко Ю. В. 275, 280, 281, 308, 309
Рикитаке Т. 301
Рингвуд А. 56
Риттман А. 87
Рихтер В. Г. 41, 141, 198, 274
Рогозин И. С. 218
Родников Р. Д. 395
Рождественский А. П. 36, 137
Роджерс А. 452
Розанов Л. Н. 220, 339
Ронов А. Б. 217, 269, 270
Ростовцев Н. Н. 335
Роте Дж. 463
Руби В. 76
Рубинштейн М. М. 112
Рубоштан Ю. Р. 446
Рудзский М. П. 65
Рудич Е. М. 76, 77, 388, 394, 395, 409
Русанов А. Б. 130, 131, 132
Рухин Л. Б. 303
Рюттен Л. 125
Рябой В. З. 56

Рябухин А. Г. 414
Рябчиков А. М. 439

Саваренский Е. Ф. 45, 280
Саваренский Ф. П. 218
Савельев А. А. 35, 473
Савинский Н. А. 348
Савицкий Л. 17
Садовский В. Н. 102
Садовский М. А. 25, 186, 271, 317, 322, 323
Сайкс Л. 284, 285, 337
Сакко Ф. 188
Салищев К. А. 106
Салоп О. М. 411
Сапожникова Е. Н. 417, 425
Саурамо 17
Сваричевская З. А. 300, 367, 419, 424
Свиточ А. А. 223
Свынко И. И. 340
Святловский А. Е. 362, 434
Седов А. П. 433
Семенова А. Н. 317
Сементовский В. Н. 129
Семенюк Н. П. 193
Сеин Б. В. 159
Сеславинский К. Б. 112
Серебрянный В. С. 318, 438
Сергеев Е. М. 30
Сидоренко А. В. 30, 438, 440, 442
Сидоров В. А. 238, 239
Сидоров И. С. 178, 179, 262
Сильдвээ Х. 260
Сим Л. А. 25, 117, 180
Симбирева И. Г. 276, 317
Симпсон Д. 290, 452, 455, 456, 467, 468
Ситдиков Б. Б. 301, 468
Скворцов Ю. А. 147
Скублова Н. В. 419
Славин В. И. 342
Смит А. 382
Снежинский В. А. 17
Снобкова А. И. 445
Сноу Д. 463, 468
Соболев Н. Д. 420
Соболев О. С. 128
Соболева О. В. 452, 467, 468
Соколов В. А. 221
Соколовский И. Л. 162
Соловьев В. О. 111
Соловьева И. А. 46, 51, 57
Солоненко В. П. 25, 179, 271, 293, 294, 296, 298, 299, 303, 306, 307, 312, 313, 320
Сомов В. И. 200, 257, 258
Соралайнен Э. 17
Сорохтин О. Г. 25, 52, 58, 376, 381, 395, 433
Спасская И. И. 129
Спижарский Т. Н. 171, 173
Спиридонов А. И. 128, 129, 139
Спрингис К. Я. 365
Ставостин Л. А. 11
Старицкий Ю. Г. 365
Старостенко В. И. 72, 327
Ставцев А. А. 411
Стейси Ф. 44
Стефенсон Б. О. 425
Стовас Г. М. 347
Стовас М. В. 65, 66, 290, 291
Страхов Н. М. 81, 101, 303, 331
Субботин С. И. 44, 72, 327, 349
Суворов А. И. 347
Суворовцев В. Т. 446
Сугимура А. 23, 293
Сулиди-Кондратьев Е. Д. 425, 431
Сукачев В. Н. 81
Сусинджар М. 224
Сырнев И. П. 41
Сычева-Михайлова А. М. 221

Таннер В. 17, 235
Тант М. 441
Тамразян Г. Р. 290, 291
Тараканов В. З. 52
Тараканов Ю. А. 54, 55, 68, 69, 209
Тарлинг Д. 154
Тарнов А. П. 327, 328
Тейлор Ф. 188
Теркот Д. 376
Тер-Степанян Г. 438
Тессейр В. 17
Тетюхин Г. Ф. 300
Тетяев М. М. 19, 171
Тиздель Р. Р. 446, 447
Тимофеев Д. А. 40, 145, 147
Тихонов А. Н. 54
Тихонович Н. Н. 419
Токарев П. И. 91
Томпсон С. 77, 81
Топонье Р. 381
Торнес Дж. Б. 148
Торп М. 175
Трапезников Ю. А. 96
Трекотт Д. А. 11
Тресков А. А. 179
Тризайм Ф. 224
Трифонов В. Г. 338
Трифонов В. П. 419, 424
Троицкая В. С. 191
Трофимук А. А. 4
Троцюк В. Я. 41, 138
Турутенов Е. Х. 425
Тяпкин К. Ф. 73, 198, 199, 245, 247, 248, 249

Удинцев Г. Б. 174, 388, 473
Уемов А. Н. 102
Уилсон Дж. 34
Улицкий Ю. К. 41, 141, 142
Уломов В. И. 211, 279, 300, 317, 469
Уксов В. А. 86
Уорзел Дж. 401
Уразаев С. Б. 210
Усенко Д. Н. 290, 291
Усов М. А. 147, 419
Ушаков С. А. 13, 52, 156, 227, 433
Ушко К. К. 41
Уэллер Дж. М. 217

Фадеев В. Е. 17
Федорович Б. А. 144, 151, 370
Федоренко В. С. 297
Федотов С. А. 195
Федынский В. В. 52, 55
Фейрбридж Р. У. 23, 36, 37, 40, 73
Ферхуген Дж. 44
Фессель М. 242
Фиалков Д. И. 299
Философов В. П. 128
Фишер Д. 232
Флинт Р. 73
Флоренский П. В. 338
Флоренсов Н. А. 25, 147, 179, 303, 320, 358, 370
Фокс П. 49
Фотиади Э. Э. 218, 236, 337
Фрейдлин О. С. 341
Фрих-Хар Д. И. 425
Фролов Б. И. 276

Хаарман Э. 97, 352
Хавэллс Д. 463, 465
Хазертон Т. 400, 401
Хаин В. Е. 11, 22, 27, 46, 74, 85, 86, 87, 96, 97, 98, 114, 171, 173, 251, 351, 352, 358, 359, 361, 362, 363, 364, 366, 370, 376, 381, 383, 388, 395, 408, 473
Хайд В. 59
Хайзен Б. 175
Харвей Д. 102
Хаст Н. 276
Хван Р. Д. 468
Хейли Дж. 463
Хейпслау Ю. 303, 305
Хейрбридж Р. У. 400
Херасков Н. П. 110, 171, 351, 410
Хитаров Н. И. 348, 353
Ходжсон Дж. Х. 272, 401, 450
Хольтедаль 228
Хонкасало Т. 228
Хортон Р. 128
Хренов П. М. 347, 365
Хромовских В. С. 26, 293, 294, 298, 299, 320
Хуан Цзи-Тин 20
Худяков Г. И. 38, 40, 128, 147, 373

Чалов Р. С. 137
Чандлер 90
Чарушин Г. Ф. 251
Чебоненко И. И. 347
Ченг-Хуанканг 454
Чекунов А. В. 56
Чемеков Ю. М. 388
Черевко Т. Н. 54
Чернышев С. Н. 281
Чернышев Ф. Н. 123
Черский И. Д. 205
Чесноков Е. М. 57
Чечия Н. Г. 170
Чиков Б. М. 326, 388, 406, 408, 409
Чирвинский П. 188
Чистяков А. А. 41, 141, 142
Чуринов М. В. 307
Чудновский В. С. 185
Чун-Цян 754
Чэн-Года 365

Шаблинская Н. В. 337
Шанцер Е. В. 101
Шароглазов Г. А. 195
Шатский Н. С. 6, 84, 85, 109, 110, 162, 171, 173, 189, 233, 251, 271, 351, 362, 406, 408
Шахворстова К. А. 174
Шварцбах М. 437
Шебалин Н. В. 271, 279, 283, 288
Шевченко В. К. 246, 247, 424
Шевырев Л. Г. 414
Шейнманн Ю. М. 69, 351, 362, 386, 387, 407, 430, 473
Шенкарева Г. А. 177, 262
Шеридан Р. 334, 397
Шерман С. И. 25, 281, 347
Шестаков В. М. 225, 444
Шилкин А. И. 419
Ширинов Н. Ш. 200
Широкова Е. И. 276
Шлейников В. А. 78, 169
Шлезингер А. Е. 59, 350, 381, 383
Шлессен А. 59
Шляупе А. И. 166
Шмидт Р. 428
Шолохов В. В. 151
Шольц К. 284, 285, 466
Шотлан Р. 385
Шпонхойер В. 273
Шрак Р. 303
Штенгелов Е. С. 291, 292, 301, 468
Штилле Г. 17, 21, 74, 113, 114, 229, 251, 352, 353, 421, 422
Шуберт Дж. 11, 376
Шуберт Ф. 67
Шубняков А. А. 41
Шубнякова В. И. 4
Шубина Н. Г. 129
Шулейников В. А. 209
Шульман В. А. 195
Шульц С. С. 8, 13, 14, 15, 19, 21, 25, 84, 85, 96, 164, 335, 364, 366, 367, 474
Шустова Л. Е. 228, 232

Цыганков А. В. 128, 215

Щеглов В. П. 189, 412, 418
Щерба И. Т. 173
Щукин Ю. К. 151, 288, 289, 338
Щукина И. В. 297

Эванс Д. 323, 463, 464
Эйдельман С. Я. 446, 447
Энман В. Е. 195
Энман С. В. 195
Эри Дж. 70, 71, 72, 73, 234
Эрлих Э. Н. 423, 433

Юинг М. 175
Юрченко Б. К. 446
Юшманов В. В. 40

Ягодкин В. И. 419, 424
Якубов Д. Х. 302, 469
Якушев В. Н. 129
Якушенко Г. Г. 195
Якушова А. Ф. 41, 141, 142
Яницкий И. Н. 213, 214, 240
Яншин А. Л. 59, 98, 101, 152, 171, 174, 350, 356, 381, 383, 408, 422, 423
Яранов Д. 161
Ярбова Л. А. 131
Ященко В. Р. 199, 200

Оглавление

Предисловие 3

Глава I. **Неотектоника, ее становление и современное состояние** 5

Общие понятия, определения, терминология 5
Становление учения о неотектонике 16
Содержание и структура неотектоники 27

Глава II. **Теоретические основы новейшей геодинамики и условия проявления тектонических движений и деформаций литосферы** 43

Динамика Земли и условия проявления тектонических процессов новейшего этапа развития 43
Новейшая геодинамика литосферы и значение космических и планетарных факторов 60
Типы тектонических движений и их происхождение 83

Глава III. **Методологические основы неотектоники и методы исследований новейших структур и движений** 100

Методологические основы неотектоники 100
Картографический метод в неотектонике и решаемые общие задачи 106
Геологические методы и их применение при изучении новейших структур и движений 109
Геоморфологические методы 122
Геофизические, аэрометоды и космические методы изучения неотектоники . . 151
Неотектоническое картографирование как синтез изучения новейших структур и движений 161

Глава IV. **Инструментальное изучение тектонических движений** 182

Задачи и методы изучения неотектоники на геодинамических полигонах . . . 182
Астрономические методы 188
Геодезические методы 192
Гидрологические методы 201
Геофизические методы 206
Геохимические методы 212
О комплексировании инструментальных методов изучения 215

Глава V. **Геодинамика тектонических движений литосферы** 217

Эндолитогенная компонента современных движений 217
Гляциоизостазия и ее влияние на современные и молодые движения 226
Тектоническая компонента современных перемещений земной поверхности и неотектонические движения 235
Природа тектонических движений 251

Глава VI. **Геодинамика импульсных (сейсмических) движений** 271

Природа и механизм сейсмических процессов 271
Современная геодинамическая активность и гравитационное поле Земли . . . 290
Импульсные движения и экзодинамические процессы 293
Сейсмогеологический анализ и вопросы прогноза землетрясений 311

Глава VII. **Итоги изучения новейших движений, тектонических структур и геодинамики литосферы** 324

Главнейшие глобальные структуры Земли 324
Новейшие тектонические структуры и геодинамика платформенных областей с континентальным типом земной коры 330

Новейшие тектонические структуры и геодинамика подвижных областей с континентальным типом земной коры 351
Новейшие тектонические структуры и геодинамика областей с океанической и промежуточной от континентов к океану земной корой 387
Кольцевые структурные формы, геодинамика их образования в тектонически пассивных и активных областях 410
Геодинамика и экзоморфодинамика новейшего магматизма 421

Глава VIII. **Геодинамика техногенных движений и экологическая неотектоника** 438

Экология и техногенные процессы 438
Геодинамика техногенных движений, связанных с горными работами 444
Геодинамика техногенных движений, связанных с другими инженерными работами 452

Заключение 473

Список литературы 479

Именной указатель 482

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

Николаев Николай Иванович

НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ЛИТОСФЕРЫ

Редактор издательства *Е. К. Семилеткова*
Переплет художника *Ю. Н. Егорова*
Художественный редактор *Г. Н. Юрчевская*
Технический редактор *Л. Я. Голова*
Корректор *И. Н. Торопина*

ИБ № 7177

Сдано в набор 24.06.87. Подписано в печать 16.11.87. Т-22943.
Формат 70×100¹/₁₆. Бумага типографская № 1 и картографическая.
Гарнитура Литературная. Печать высокая и офсет. Усл. печ. л. 40,68 (с вкл.).
Усл. кр.-отт. 40,68 (с вкл.). Уч.-изд. л. 43,0 (с вкл.). Тираж 1800 экз.
Заказ 309/1297—1. Цена 6 р. 40 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра»,
125047, Москва, пл. Белорусского вокзала, 3

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

4955