



27-Й МЕЖДУНАРОДНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОНГРЕСС

ТЕКТОНИКА АЗИИ

Коллонвиум Н.05

Доклады

Том 5



СССР

Москва 4-14 августа 1984

27-Й
МЕЖДУНАРОДНЫЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
КОНГРЕСС



18660

СССР
Москва
4-14 августа 1984

ТЕКТОНИКА АЗИИ

Коллониум Н.05

Донлады

Том 5



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1984



Сборник включает доклады ведущих специалистов по тектонике Азии. Рассмотрены общие проблемы тектоники Азии, а также вопросы региональной тектоники складчатых сооружений Среднего Востока, Средней Азии, Урало-Монгольского пояса, Центральной и Южной Азии, Дальнего Востока и Юго-Восточной Азии. Приведены новые представления о тектоническом строении и эволюции крупных частей континента

Редакционная коллегия:

А.П. ЯНШИН (отв. редактор), Ю.Г. ГАТИНСКИЙ, П.Н. КРОПОТКИН,
Ю.С. ПЕРФИЛЬЕВ, В.А. ШВОЛЬМАН, А.Е. ШЛЕЗИНГЕР

УДК 551.24 (5)

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ АЗИИ

А.Л. ЯНШИН

Академия наук СССР, Москва, СССР

В.Е. ХАИН

Московский государственный университет, Москва, СССР

Ю.Г. ГАТИНСКИЙ

Всесоюзный научно-исследовательский институт геологии

зарубежных стран объединения "Зарубежгеология"

Министерства геологии СССР, Москва, СССР

Азия — не только самый обширный из континентов, но и самый сложный по своей структуре. В то время как все остальные континенты имеют одно древнее, раннедокембрийское, кратоническое ядро, Азия обладает несколькими такими ядрами¹ (рисунок, см. вкл.), не считая более мелких древних массивов (Таримский, Индосинийский и др.). В то время как в других континентах их центральные части заняты равнинами и плоскогорьями, отвечающими древним платформам, в центре Азии расположено величайшее на Земле скопление горных хребтов, составляющих Высокую Азию. Все эти особенности отражают сложность геологической истории Азиатского континента, основным мотивом которой была сначала деструкция древней, раннедокембрийской, коры с образованием между ее обломками подвижных поясов, а затем агломерация этих обломков с их столкновением и частичным выжиманием материала, слагавшего подвижные пояса.

В современной структуре Азиатского континента различаются пять древних континентальных массивов (платформ, кратонов): Сибирский, Китайско-Корейский, Южно-Китайский, Индостанский, Аравийский. На крайнем севере подводной окраины материка остается место для реликта шестой, Гиперборейской, платформы. Сибирский кратон отделен от Восточно-Европейского (Русского) и Китайско-Корейского кратонов Урало-Охотским (Урало-Монгольским) подвижным поясом, имеющим в северо-западной части меридиональное (Урало-Сибирский пояс), а в юго-восточной — широтное простижение (Центрально-Азиатский пояс). Внутреннее строение Урало-Сибирского пояса известно еще весьма недостаточно, ибо на большей части площади своего развития он глубоко погребен под осадочным чехлом Западно-Сибирской плиты. Увеличение мощности чехла в северном направлении за счет появления более древних, доюрских, слоев, установленное сейсморазведкой, заставляет предполагать развитие здесь допалеозойского фундамента.

Второй крупнейший подвижный пояс Азии — Средиземноморский — протягивается в ее пределы из Европы и Северо-Западной Африки. Он отделяет Восточно-Европейский кратон от Африкано-Аравийского и Китайско-Корейский — от Индостанского. На участке к востоку от Каспийского моря (Туркменистан и Тянь-Шань) Средиземноморский пояс практически соприкасается с Урало-Охотским, и граница между ними становится не вполне ясной во многом благодаря маскирующему влиянию осадочного чехла Туркменской плиты. Большинство исследователей намечают эту границу вдоль цепочки погребенных срединных массивов, от Устюртского до Афгано-Таджикского, которые как бы образуют перемычку между юго-восточным выступом Восточно-Европейского кратона, Таримским массивом и Китайско-Корейской платформой, но некоторые геологи проводят эту границу между поясами внутри Южного Тянь-Шана.

¹ Это было впервые отмечено П.Н. Кропоткиным.

На юго-востоке Средиземноморский пояс через Индокитай, Индонезию и Филиппины соединяется с Восточно-Азиатским, обрамляющим с востока Сибирский, Китайско-Корейский и Южно-Китайский кратоны. На севере Азии намечается существование еще одного древнего подвижного пояса близширокого простирания — Арктического; к нему относятся структуры Таймыра и Гиперборейский кратон. Колымо-Омолонский срединный массив отделяет эту систему от Верхояно-Колымской, которая представляет соединительное звено между Тихоокеанским и Арктическим поясами.

Частично между поясами, как уже было упомянуто выше, а частично в их пределах расположено значительное число менее крупных глыб — массивов древней континентальной коры, игравших роль микроконтинентов в глубоководных, по мнению многих исследователей, океанского типа бассейнах подвижных поясов. К ним относятся: Казахстано-Северо-Тянь-Шаньский, Тувино-Монгольский, Керулен-Аргунский, Зейско-Буреинский, Ханкайский массивы в Урало-Охотском поясе; Закавказский, Каракумский, Афгано-Таджикский, Бадахшано-Нуристанский, Центрально-Афганский, Северо- и Южно-Тибетские, Синобирманский, Индосинийский массивы в Средиземноморском поясе; Южно-Камчатский, Центрально-Охотоморский — в Восточно-Азиатском. Таримский массив представляет почти прямое продолжение Китайско-Корейского кратона, Колымо-Омолонский занимает пограничное положение между Новосибирско-Чукотской и Верхояно-Колымской системами. В большинстве этих массивов радиометрически доказан раннедокембрийский возраст фундамента, во многих — архейский. Что касается фундамента кратонов, то их континентальная кора имеет в основном архейский возраст; раннепротерозойские протогеосинклинальные системы типа Араваллийской в Индостане, Байкало-Витимской на юге Сибири, Мачхолленской на северо-востоке Китайско-Корейского кратона занимают в структуре кратонов сугубо подчиненное место и имеют, скорее всего, энсиалическое происхождение.

Насыщенность территории современного Азиатского континента большими и малыми глыбами древней сиалической коры ставит вопрос о том, что собой представляют эти глыбы — ядра разрастания более молодой континентальной коры или обломки возникшего в конце раннего протерозоя (или даже в архее) и затем подвергшегося деструкции суперконтинента. Некоторые советские исследователи Средней Азии и Казахстана склоняются к первой точке зрения, но более вероятна, на наш взгляд, вторая, которая подтверждается несогласным срезанием внутренней структуры кратонов границами подвижных поясов. Но принятие ее означает, что перечисленные выше подвижные пояса, кроме, возможно, Восточно-Азиатского, возникли в процессе распада раннедокембрийского суперконтинента. Отсюда следующий вопрос: когда начался этот распад и как он протекал? Ответ на него дают изучение и прослеживание офиолитовых поясов, широко развитых в пределах Азиатского континента, и прежде всего установление возраста их наиболее древней генерации (см. рисунок).

В Урало-Охотском поясе заведомо наиболее древние офиолитовые пояса известны по его восточной периферии, в непосредственном обрамлении Сибирской платформы. Это офиолиты Северного Таймыра, Енисейского кряжа и Восточного Саяна, имеющие рифейский возраст. Последний наиболее уверенно устанавливается для офиолитов Енисейского кряжа, которые могут относиться к среднему рифею. Заведомо рифейскими, но скорее позднерифейскими, являются таймырские офиолиты. Что касается восточно-саянских, то их рифейский возраст вызывает некоторые сомнения, так как перекрывающие их отложения, считавшиеся верхнерифейскими, оказались нижнекембрийскими.

Позднерифейские офиолиты указываются также для пограничной зоны между Северным Тянь-Шанем, частью Казахстано-Тянь-Шаньского микроконтинента и Срединным Тянь-Шанем, но и в этом случае возникли сомнения и возможен их несколько более молодой возраст. На Урале вопреки некоторым указаниям достоверные рифейские офиолиты неизвестны², а возраст глаукофанового метаморфизма максютовской серии рифея Южного Урала, который рассматривался как древнейшее проявление метаморфизма данного типа, является герцинским. Так или иначе, основываясь на данных по Таймыру и Енисейскому кряжу, можно утверждать, что заложение Урало-Охотского пояса относится к среднему (?) — позднему рифею. Но наиболее широко распространены в этом поясе венд-ордовикские офиолиты, известные на Урале, в Тянь-

² Для полярноуральских гипербазитов получены докембрийские радиометрические датировки, но их истинный смысл пока неясен.

Шане, Центральном Казахстане, Алтае-Саяно-Монгольской области и Забайкалье. Очевидно, на ордовик (ранний и средний) и, возможно, вплоть до раннего силура приходилось максимальное раскрытие Урало-Охотского океанского бассейна.

Сходная картина наблюдается в Средиземноморском поясе. Позднерифейские офиолиты здесь известны в Анти-Атласе и по обе стороны Красного моря (не показаны на рисунке), в районах, которые могли представлять либо южную окраину, либо апофизы Средиземноморского пояса, а также предположительно на юге хребта Чынгшон во Вьетнаме. Венд-ордовикские офиолиты в северной части пояса, отвечающей Палеотису, установлены на Северном Кавказе (Передовой хребет в его центральной части) и в Циляньшане (КНР), а также в Северном Вьетнаме (шов Тханьхоя). Необходимо подчеркнуть, что южная часть пояса испытала перед веном интенсивный диастрофизм и кратонизацию, после чего надолго, до конца палеозоя—начала мезозоя, превратилась в платформу (перигондванская эпibайкальская платформа) с накоплением типичного платформенного чехла. Это касается Аравии, Центральной и Южной Анатолии, большей части Ирана, Южного Закавказья, Центрального и Южного Афганистана и Памира, Пакистана, Гималаев и Тибета, Бирмы. Таким образом, все эти районы в течение всего или почти всего палеозоя принадлежали Гондане, что доказывается сходством комплексов фауны и флоры, развитием вендских эвапоритов и позднекарбоновых—раннепермских тиллитов и тиллоидов, а также поразительной однотипностью разрезов и палеомагнитными данными. Севернее протягивался Палеотетис, осадки южной пассивной окраины которого захватывали северную периферию эпibайкальской платформы. По-видимому, несколько ранее, в конце протерозоя—начале палеозоя, в состав Гонданы входила Индосиния, в ордовике—силуре уже представлявшая собой самостоятельный микроконтинент. Что же касается связи с Гонданой китайских кратонов, если она и существовала, то, скорее всего, в более древние эпохи, так как для середины рифея китайские геологи реконструируют активные окраины к востоку и западу от платформы Янцзы с радиометрическим возрастом пород островодужной серии 1350—1000 млн. лет.

Обращаясь далее к Восточно-Азиатскому поясу, следует констатировать отсутствие здесь достоверных рифейских офиолитов. Тем не менее развитие их можно подозревать на северо-западной окраине системы каледонид Катазии, граница которой с платформой Янцзы, как упоминалось выше, уже в среднем рифе носила характер активной окраины, и в Корякской системе, где в метаморфитах, образованных по ультраосновным—основным магматическим породам, обнаружены рифейско-кембрийские акритархи. Достаточно уверенно в северо-западной зоне той же системы установлены ордовикские или доордовикские офиолиты. Близкий возраст могут иметь наиболее древние офиолитовые ассоциации Японских островов и Сихотэ-Алиня.

В общем время заложения Восточно-Азиатского пояса по офиолитам определяется как рифейско-раннепалеозойское, что совпадает с данными по Урало-Охотскому и Средиземноморскому поясам. Соответственно этим же временем датируется обособление Сибирского, Китайско-Корейского, Южно-Китайского³, Индосинийского, Казахстано-Северо-Тянь-Шаньского, Тувино-Монгольского и, возможно, некоторых других массивов. Напротив, Гондана, в которую входила значительная площадь Южной Азии, с венда представляла явный суперконтинент.

Если датировать основные геосинклинальные пояса будущего Азиатского материка средним (?)—поздним рифеем, первый этап их развития можно определить как байкальский. Как известно, байкальский тектонический цикл был выделен в качестве самостоятельного Н.С. Шатским на материале Прибайкалья. Любопытно, однако, что именно в Байкальской горной стране существование байкалид вызывает в настоящее время у ряда исследователей серьезные сомнения. Дело в том, что, по новым данным, значительно сократилась площадь развития рифейских отложений; по существу, всеми признается рифейский возраст только полосы неметаморфизованных шельфовых отложений (так называемый трехчленный комплекс) по северо-западному побережью Байкала и в Байкало-Патомском нагорье. В первом районе они отделены от пород венда—нижнего палеозоя лишь слабым несогласием и грубообломочной ушаковской свитой верхов рифея, во втором — нет и следов несогласия и даже перерыва.

³ Время и степень обособленности китайских кратонов друг от друга зависят от характера и последовательности событий в Циньлинской системе, которые пока остаются неясными.

В обоих районах отложения рифея смяты в общем вместе с венд-силурийскими. На юге Байкальской горной страны и в Восточном Саяне в отложениях, считавшихся рифейскими, обнаружена кембрийская или даже ордовикская фауна, и соответственно возраст деформаций повышается до салаирского или собственно каледонского. А в центральной части этой области метаморфизованные и прорванные гранитами отложения, рассматривавшиеся как рифейские, некоторые исследователи относят теперь к нижнему протерозою.

Ревизии подвергся и возраст гранитоидов огромного и сложного Баргузинского батолита, который считался рифейским, но оказался ранне- и даже среднепалеозойским. Если это так, то все Прибайкалье, весь север Байкальской горной страны должны относиться еще к Сибирскому кратону с дислоцированным рифейско-силурийским чехлом, а юг — к салаирским или каледонидам. В связи с этим интересно напомнить исторический спор между В. Обручевым и Э. Зюссом, рассматривавшими Байкальскую область как "древнее темя Азии", и Л. де Лонэ и М. Тетяевым, относившими ее к области каледонской складчатости. Спор этот, казалось бы, разрешился установлением здесь развития байкалид. Но перевод рифея в нижний протерозой возрождает идею "древнего темени", а рифея в нижний палеозой — идею каледонид, причем выясняется, что каледонские деформации распространились и на чехол части области, лежащий на раннедокембрийском фундаменте.

Проявление байкальского тектогенеза ныне отрицается и в Центральном Казахстане и вызывает некоторые сомнения в Северном Тянь-Шане. Иначе трактуется теперь некоторыми исследователями и рифейский этап развития Урала: рифейские отложения и магматиты рассматриваются не как геосинклинальные, а как рифтогенные; подчеркивается их сходство и тесная связь с образованиями восточной окраины Русской плиты. Остается неясным положение и характер восточного обрамления предполагаемой рифейской рифтогенной системы, поскольку на восточном склоне Урала тип развития и даже само присутствие рифейских отложений еще надежно не установлены. Но в области Полярного Урала, Тимана и значительной части Печорской плиты и на их продолжении на юге акватории Баренцева моря развитие геосинклинальных байкалид у большинства исследователей не вызывает сомнения (хотя есть и противоположная точка зрения), равно, как и в Енисейском кряже, Аравии и на восточном побережье Красного моря. Во многих из этих районов переход от геосинклинального к орогенному этапу развития с формированием синкинематических plutонов гранитоидов совершился еще в середине позднего рифея на уровне 850 млн. лет. Этую эпоху и приходится считать наиболее ранней эпохой байкальского тектогенеза; следующие эпохи относятся к границе рифея и венда и к середине венда.

Большое значение для становления континентальной коры и современной структуры Азиатского материка имел каледонский этап, начавшийся в общем в венде—раннем кембрии и закончившийся в девоне. Первой эпохой проявления тангенциального сжатия, скучивания, регионального метаморфизма и гранитизации была салаирская эпоха в конце кембрия. Выделенная впервые в Сибири, она, несомненно, имеет глобальное значение. В Алтае-Саяно-Монгольской области она привела к кратонизации значительной площади, тяготеющей к южному краю Сибирской платформы. В Австралии ее аналогом явилась деламерская эпоха, завершившая геосинклинальное развитие системы Аделаида и зоны Канманту, в Антарктиде ей отвечает заключительный тектогенез Российской геосинклинали. В Южной Европе эквивалентом салаирского диастрофизма является сардский (сардинский), в каледонидах Британии и Скандинавии — грампианский (с некоторым сдвигом в ранний ордовик).

Первой, собственно каледонской, эпохой была таконская эпоха конца ордовика—начала и середины силура. Она фактически положила конец расширению пространств с корой океанского типа в Урало-Охотском (не считая самого Урала) и Средиземноморском поясах, кроме участков их вторичных раскрытий. Таконский диастрофизм сопровождался особенно мощной гранитизацией в Центральном Казахстане и Северном Тянь-Шане, площади которых были с этого времени в значительной степени кратонизированы. Не меньшее значение имела следующая эпоха диастрофизма — конца силура—начала девона. Она проявилась на Урале и в Срединном Тянь-Шане, завершила геосинклинальное развитие Горного Алтая, Западного Саяна, Циляньшаня, Центрального Циньлиня, Катазии и Лаосско-Вьетнамской системы Индокитая, привела к становлению мощных вулкано-плутонических поясов по восточной периферии Казахстано-Северо-

Тянь-Шаньского и Ханкайского микроконтинентов. Заключительная эпоха каледонского тектогенеза приходится на середину—конец девона. Она была выделена в Сибири, в Алтае-Саянской области, под названием тельбесской, но совершенно очевидно ее соответствие свальбардской эпохе каледонид Северо-Западной Европы, акадской эпохе обеих Америк, табераберской эпохе Австралии. Процессы кратонизации этого времени, помимо запада Алтае-Саянской области, затронули Центральный Казахстан и Северный Тянь-Шань.

В целом роль каледонского тектогенеза и особенно гранитизации, распространившейся далеко за пределы каледонских геосинклиналей, была в Азии весьма существенной. Следует, однако, оговориться (и это относится ко всем последующим эпохам тектогенеза), что временные границы между перечисленными выше эпохами являются в значительной мере условными и в пределах самих этих эпох кульмиационные импульсы диастрофизма были далеко не синхронными в отдельных складчатых системах и даже в отдельных сегментах одних и тех же систем. Вместе с тем статистика несогласий и радиометрических датировок регионального метаморфизма и гранитообразования отчетливо указывает на дискретный характер их проявления. Таким образом, процессы тектогенеза сжатия и интрузивного магматизма в одно и то же время обнаруживали черты как непрерывности, так и прерывистости.

Герцинский этап тектогенеза имел в развитии Азиатского материка не меньшее значение, чем каледонский. Он оказался решающим для эволюции Урало-Охотского пояса, за исключением его крайней восточной части, и северной части Средиземноморского пояса — Палеотетиса; значительно слабее он проявился в Восточно-Азиатском пояссе в противоположность следующему, киммерийскому, этапу. Первый импульс герцинского тектогенеза приходится на середину визе (Большой Кавказ, Центральный Казахстан, Алтай, Япония), следующие — на конец раннего карбона (Урал, Южный Тянь-Шань, Центральный Казахстан, Алтай, Южная Монгolia и смежные районы Китая, Японии) и середину перми (Урал). На крайнем юге Южного Тянь-Шаня (Гиссарский хребет) и в северной зоне Памира, вероятно, вместе со смежной частью Афганского Бадахшана на западе и Куналуния на востоке в середине раннего карбона произошло рифтообразование, приведшее к раскрытию на северной окраине Гондваны вторичного бассейна с океанской корой. Соответственно окончание герцинского геосинклинального развития здесь затянулось до конца перми—начала триаса.

К настоящему времени стало уже вполне очевидным, что для значительной части Азиатского континента, особенно тяготеющей к Тихому океану, в качестве самостоятельного этапа тектонического развития следует выделять киммерийский этап. Надо напомнить, что вопрос об этом был впервые поднят советским геологом О. Вяловым на XVII Международном геологическом конгрессе в Москве в 1937 г. Тогда же французский геолог Ж. Фромаже доложил об индосинийском тектогенезе в Индокитае. Индосинийская эпоха Индокитая соответствует раннекиммерийскому диастрофизму Европы, верхоянская, или колымская, Северо-Востока СССР — позднекиммерийскому. Обе эпохи проявлены в Горном Крыму, откуда и происходит их название. На севере континента к ранним киммеридам в настоящее время относят складчатые системы Новой Земли и Горного Таймыра, как бы замыкающие с севера огромную область молодого платформенного прогибания Карского моря и Западной Сибири. На юге Таймыра проявлена и позднекиммерийская эпоха, которая явилась основной эпохой деформаций и гранитоидного магматизма Верхояно-Колымской и Новосибирско-Чукотской складчатых систем Северо-Восточной Азии.

Раннекиммерийские деформации положили конец погружению грабен-прогибов (тафро-геосинклиналей) фундамента Скифской и Туранской плит, находящих свое продолжение в Северном Афганистане (Банди-Туркестанская зона), где известны и граниты этого возраста. Аналогичные структуры развиты и в Центральном Иране. На востоке Средиземноморского пояса также известны прогибы, заложившиеся в позднем палеозое и активно развивавшиеся во второй половине перми и в триасе. Как правило, они не вышли из промежуточной стадии с накоплением осадочных формаций различных глубин на утоненной или нормальной континентальной коре (прогиб Семангол на северо-западе Малайзии, зона р. Черной в СРВ, Сикан и прогиб Юньнань-Гуйчжоу в Китае и др.). Все эти структуры объединяют приразломный характер, кратковременность, но интенсивность погружений в перми и триасе с формированием необычайно мощных вулканогенно-терригенных, флишевых, черносланцевых серий, проявление

складчатости, подчас напряженной, и гранитообразования в середине—конце позднего триаса. Петрохимические особенности вулканитов ранних стадий развития некоторых из этих структур указывают на их рифтогенное заложение.

Синхронно с упомянутыми изолированными или полуизолированными прогибами в раннекиммерийскую эпоху закончили геосинклинальное развитие структуры иного рода. Это более крупные и протяженные зоны, в которых преобладали погружения в среднем, а иногда и раннем палеозое, карбоне, перми, триасе с накоплением в их центральных частях глубоководных вулканогенно- или терригенно-кремнистых формаций на коре океанского типа. Почти непрерывная полоса их развития протягивается от о. Белитунг в Западной Индонезии через центральную часть п-ова Малакка, Западную Кампучию, Центральный и Северный Таиланд, Северо-Западный Лаос, Западную Юньнань в верховья р. Янцзы, Северный Тибет, Западный Кунылунь и, возможно, в Северный Памир и Западный Гиндукуш⁴. На всем протяжении эта система маркируется проявлениями интенсивных альпинотипных дислокаций в конце триаса или на рубеже триаса и юры, поясами гранитов и офиолитов (см. рисунок) и обрамляется обширными палеозойско-триасовыми палеошельфовыми зонами. Многие исследователи полагают, что эта протяженная система возникла на месте древнего океана Палеотетис, замкнувшегося в середине—конце триаса в результате сближения отковавшихся от Гондваны континентальных блоков с южным краем Евразии. Ряд советских геологов считают возможным прорассортировать упомянутую систему до южного склона Большого Кавказа, где в Сванетии перерыв и несогласие отделяют мощные вулканогенно-терригенные толщи перми и триаса (?) от юрских отложений.

В связи с широким проявлением раннекиммерийских движений в Юго-Восточной, Центральной и Средней Азии в литературе недавно был поднят вопрос о необходимости выделения в перми—триасе самостоятельной индосинийской эпохи тектогенеза (по месту ее классического развития в Индокитае), имеющей столь же важное значение для формирования коры Азиатского континента, как каледонская, герцинская и альпийская эпохи.

Одновременно с закрытием Палеотетиса южнее его происходило активное раскрытие Мезотетиса, заложившегося при расколах северного края Гондваны еще в конце средне-го—начале позднего палеозоя. В современном структурном плане континента он прослеживается по развитию глубоководных комплексов и офиолитовых поясов (см. рисунок) в Южной и Северной Бирме, Центральном Тибете, Северном Каракоруме, Южном Памире (Рушанско-Пшартская зона), Афганском Бадахшане (Фараҳрудская зона). Закрытие этого бассейна с корой океанского типа произошло в основном в позднекиммерийскую эпоху на рубеже юры и мела.

Еще одной крупной областью проявления киммерийского тектогенеза является восточная часть Урало-Охотского пояса, а именно Амуро-Охотский его сегмент и Солонкерская зона на юго-востоке Монголии с продолжением в Дунбей (район Гирина). В Амуро-Охотском сегменте герцинское несогласие, столь отчетливо выраженное западнее, в Центральной Монголии и Забайкалье, затухает и геосинклинальный разрез надстраивается верхним палеозоем, триасом и нижней—средней юрой, отложения которых присутствуют на западе лишь в грабен-прогибах, несогласно наложенных на герцинское основание. Главное несогласие, отвечающее переходу к орогенному этапу, проходит в Амуро-Охотском сегменте в подошве верхней юры, являясь, скорее, поздне- чем раннекиммерийским. Между тем геосинклинальное развитие Солонкерской зоны заканчивается к началу юры или даже к середине триаса, т.е. она относится к ранним киммеридам (индосинидам). Некоторые китайские и советские исследователи склонны трассировать продолжение Солонкерской зоны к западу между Джунгарией и Таримом вплоть до Северного Памира, рассматривая ее как северную ветвь виргации Палеотетиса.

Позднекиммерийский орогенез охватил не только Амуро-Охотский сегмент, но и восточную часть Урало-Охотского пояса, начиная с Забайкалья и Восточной Монголии. Растижения коры, характерные для первой половины мезозоя и не приведшие, однако, к ее утонению, сменились мощным сжатием, вызвавшим сближение Сибирского кратона и Зейско-Буреинского микроконтинента; в настоящее время их отделяет местами

⁴ Этот вопрос должен быть уточнен при дальнейших исследованиях.

расстояние всего в несколько километров. Во многом неясными остаются причины широкого проявления в Восточной Монголии, Северо-Восточном Китае и Приамурье ранне-среднемезозойского известково-щелочного и щелочного вулканизма, приуроченного к внутренним континентальным районам. Одни исследователи связывают его с глубинными субгоризонтальными срывами внутри литосферы, другие объясняют сложным взаимодействием мезозойских окраин Евразии со срединно-океанскими хребтами Палеопацифика или Палеотетиса по примеру калифорнийской модели.

Одной из наиболее спорных проблем палеотектоники Азии является проблема палинспастических реконструкций Восточного Тетиса для перми и триаса. Палеомагнитные данные заставляют многих авторов таких реконструкций допускать очень широкое раскрытие Тетиса на востоке и его фактическое слияние с Палеопацификом. При этом Аравия и Индостан оказываются удаленными на огромное расстояние от Южно-Китайской и Китайско-Корейской платформ. Это вызывает серьезные возражения некоторых геологов, указывающих на палеонтологические признаки связей Индостана и Гималаев с Тибетом и китайскими кратонами. Несколько облегчает это противоречие установление в промежутке между ними ряда древних континентальных блоков: Северного и Южного Тибета, Синобирмании, Индосинии (до середины палеозоя). Здесь же могла находиться родина ряда экзотических "земель" (*terrains*), вошедших в состав Северо-Американских Кордильер и, возможно, Хатырского блока Корякского нагорья с их тетической фауной фузулинид. В связи с этим не лишены, по-видимому, некоторых оснований возобновившиеся в последнее время попытки реконструировать древнюю Пацифику.

В частности, новейшие массовые палеомагнитные определения по Японии и обоим китайским кратонам указывают на их устойчивое нахождение в перми в южной приэкваториальной части Палеотихого океана.

Обращает на себя внимание отчетливая синхронность процессов раскрытия и закрытия различных древних бассейнов с корой океанского типа в пределах Азии. Как уже упоминалось, в Индокитае, Тибете и на Памире заложение Мезотетиса в конце девона-карбона сопровождалось по латерали активным развитием вулканоплутонических дуг в краевых частях Палеотетиса. Закрытие последнего в перми-триасе происходило одновременно с заложением и последующим раскрытием Неотетиса, осевая зона которого трассируется офиолитами Загроса, Макрана, Белуджистана, Кохистана, зоны Инд-Цянгпо, Западной Бирмы с продолжением в Зондскую дугу. Расширение этого бассейна продолжалось до позднего мела (раннего сенона) включительно; с конца мела оно сменяется сжатием с обдуцией офиолитов на окраины Аравийской и Индостанской платформ. Эти события знаменовали начало следующей, альпийской, эпохи тектогенеза.

К концу эоцена завершается поглощение коры океанского типа и происходит коллизия Афро-Аравийской и Индостанской плит с Евразийской; начинается последняя глава в истории Азиатского материка — он получает близкую к современной конфигурацию.

На этом этапе наиболее ярко проявилась одна из самых примечательных особенностей тектонической истории Азии — неоднократное возобновление внегеосинклинального горообразования, связанное с коллизией континентальных глыб. Большая часть горных сооружений Азии воздвигнута на месте площадей, которые закончили свое геосинклинальное развитие в период от раннего докембра до поздней юры-раннего мела. Как правило, каждый очередной орогенез, начинаясь в пределах геосинклинальной системы, затем широко распространялся на ее ранее коагулированное континентальное обрамление. Этот процесс документируется развитием моласс, гранитоидов, радиометрическим омоложением пород. Судя по таким свидетельствам, Байкальская горная область почти непрерывно на протяжении фанерозоя подвергалась орогенной активизации благодаря импульсам, поступавшим с юга. Единственным периодом относительного покоя являлся здесь поздний мел и ранний палеоген. Затем наступила новейшая активизация, которой, помимо Байкальской горной области, обязаны своим возникновением горные сооружения от Тянь-Шаня и Памира до Циньлинга и Верхоянья.

Образование наиболее мощного узла горных систем Высокой Азии, в развитие давних идей Э. Аргана, в настоящее время многими исследователями объясняется столкновением Индостанской и Евразиатской плит. Это представление подтверждается

многими фактами и в частности прямыми измерениями сближения Памира и Тянь-Шаня на Гармском полигоне в Таджикистане, где оно составляет 2,4 см/год. Существует, однако, и другая точка зрения, согласно которой воздымание горных сооружений Центральной Азии обязано подъему аномально разогретого мантийного вещества. Действительно, под многими горными и хребтами наблюдается повышенное залегание крови астеносферы; в Тибете разуплотнение затрагивает нижнюю часть мощной коры. Очевидно, сближение плит провоцировало не только их крупномасштабную деформацию, но и разогрев, который, в свою очередь, способствовал протеканию этой деформации.

Помимо собственно орогенеза, одним из проявлений тектонической активности было рифтообразование.

Рифтовые системы также неоднократно зарождались и отмирали на площа-ди современного Азиатского материка в риффе и среднем палеозое в Восточ-ной Сибири и Северном Китае, в позднем палеозое — в Индостане, в триасе — в Западной Сибири и Индокитае, в средней—поздней юре — в Тянь-Шане, в поздней юре—раннем мелу — в Забайкалье. В новейшую эпоху это были Байкальская и Момская рифтовые системы, продолжающие свое развитие в наши дни. Но наиболее мощный процесс рифтообразования начался в кайнозое на востоке Азии, где он привел к образо-ванию системы окраинных морей Тихого океана и параллельной ей более западной системы континентальных рифтов Восточного Китая. Существование последней дока-зывает, что деформации, с которыми было связано образование окраинных морей, затронули более широкую площадь, чем полоса распространения этих морей, и дол-жны были быть обязаны весьма мощному геодинамическому механизму.

Нельзя не отметить, что в этой же Перитихоокеанской зоне в позднем мезозое разви-вались краевые вулкано-плутонические пояса и проявились начиная с конца триаса складчатые деформации осадочного чехла Китайско-Корейской и Южно-Китайской платформ.

Максимум магматической активности в окраинно-континентальных поясах сме-щался во времени с юга на север: Катазиатский пояс — поздняя юра—ранний мел; Корея, Юго-Западная Япония, Сихотэ-Алинь — ранний—первая половина позднего мела; Охотско-Чукотский пояс — поздний мел—начало палеогена. Характерно, что в том же направлении закономерно изменяется время заложения прилегающих окраинных морей от середины мела для Южно-Китайского до конца палеогена для Японского и Охотского морей.

Напрашивается парагенетическая связь двух этих процессов. Некоторые ис-следователи объясняют отмеченную закономерность моделью с последователь-ным погружением отрезков срединно-океанского хребта Палеопацифика под конти-нентальную литосферную плиту Евразии. Судя по простиранию древних магнитных аномалий, этот хребет располагался под косым углом к краю континента. Вначале субдукция океанской плиты Кула вызвала образование окраинно-континентальных поясов известково-щелочного магматизма, затем коллизия края континента со средин-но-океанским хребтом привела к деструкции бывшей активной окраины и раскрытию глубоководных котловин окраинных морей. Процессы субдукции сместились при этом в сторону океана к современным островным дугам. Так или иначе особенности строения восточной окраины Азиатского континента, несомненно, отражают в наибо-лее общем плане взаимодействие раздробленной на микроплиты краевой части Евразий-ской литосферной плиты с океаническими плитами Тихого океана, но характер этого взаимодействия еще нельзя считать до конца понятым.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ТЕКТОНИКЕ КИТАЯ

ХУАН ЦИЦИНЬ (Т.К. ХУАНГ)

Геологическое общество Китая, Пекин, КНР

Начиная с 1945 г. автор совместно с сотрудниками опубликовал ряд научных трудов и статей о тектоническом развитии и о неясных вопросах тектонического строения Китая [10, 11]. В последние годы в связи с быстрым накоплением новых геологических данных и под влиянием теории тектоники плит автор пересмотрел свои старые взгляды и пришел к новым выводам по этим вопросам. Их обзор дан в очень сжатой форме.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ПАРАПЛАТФОРМЫ

На территории Китая выделяются три докембрийские платформы (рис. 1): Сино-Корейская (1900 млн. лет), Янцзы (700 млн. лет) и Таримская (700 млн. лет). По ряду важных признаков эти платформы отличаются от истинных платформ, таких, как Русская. Во-первых, платформы Китая имеют значительно меньшие размеры. Во-вторых, их структурные элементы представлены линейно вытянутыми системами антиклиналей и синклиналей, именуемыми осьми (например, Кандинская ось). В истинных платформах преобладают структуры изометричных форм, а линейные структуры более типичны для их периферийных участков, которые отделяют платформы от смежных геосинклинальных областей. В-третьих, осадочный чехол рассматриваемых платформ по сравнению с обычными имеет значительно большую мощность. В-четвертых, эти платформы легко подвергались действию более позднего орогенеза, что привело к сильной складчатости осадочного чехла и активизации фундамента (см. ниже), а также широкому распространению синорогенного магматизма. Вследствие вышеперечисленных особенностей автор предпочитает употреблять для платформ Китая термин "параплатформы", а для Русской и ей подобных — термин "ортоплатформы".

Северным и южным ограничением Сино-Корейской параплатформы являются соответственно ось Внутренней Монголии и Циньлинская ось. Эта параплатформа занимает всю территорию Северного Китая, южную часть его северо-востока и практически всю территорию Кореи. На севере она сопряжена с Монгольской геосинклиналью, на юге — с Циньлинской геосинклиналью (см. рис. 1), которая отделяет ее от параплатформы Янцзы. Осадочный чехол Сино-Корейской параплатформы представлен мощным комплексом Цзидон¹ позднедокембрийского возраста, кембрийско-ордовикскими известняками, угленосными отложениями карбона и пермотриасовыми песчаниками. Здесь, как и в Южной Корее, полностью отсутствуют в разрезе отложения верхнего ордовика, силура, девона и нижнего карбона.

Сино-Корейская параплатформа состоит из сильно метаморфизованных архейских ядер, распространенных вдоль оси Внутренней Монгольской, в пределах Южного Ордоса, Утайшаня, Восточного Хэбэя, южной части северо-востока Китая и т. д. Между ними расположены метаморфические раннепротерозойские "эвгеосинклинальные" пояса, связывающие упомянутые ядра. Таким образом, параплатформа имеет мозаичный характер. Как известно, Канадский щит, сформированный при континентальной акреции, значительно отличается от "мозаичной" Сино-Корейской параплатформы.

Платформа Янцзы, перекрытая мощным осадочным чехлом, включает в себя ряд краевых прогибов и поднятий; важнейшим из последних является Кандинская ось. Она имеет меридиональное простиранье и представлена слабо метаморфизованными породами цикла Янцзы, а также тремя-четырьмя поясами сильно метаморфизованных пород, возраст которых согласно изотопному анализу превышает 2000 млн. лет. Осадочный чехол сложен синийскими тиллитами, песчаниками и доломитами, силурий-

¹ Ранее называлась Синийской субэраторией (850—1900 млн. лет), что соответствовало старой "Синийской системе" (по Грабау). Во избежание неопределенности и для удобства написания автор использует термин "комплекс Цзидон" (сокращенно КЦ).



Рис. 1. Схематическая карта параплатформ

Сино-Корейская параплатформа: Z — фундамент, сформированный при орогенезе Чжэнтяо (~1900 млн. лет); Sn + Pz₁ — синийская "субэрата" + нижний палеозой; I' — ось Внутренней Монголии; I' — ось Внутренней Монголии (~1500 млн. лет и моложе); II — Шанхайгуйган-Ивуюйское поднятие; III — Циньлинская ось (орогенез Янцзы и древнее); F₁ — прогиб Яньляо; F₂ — Ордосский краевой прогиб и его восточное продолжение; F₃ — прогиб Тайцихэ. Параплатформа Янцзы: A — фундамент, сформированный при орогенезе Янцзы (~700 млн. лет) и древнее; Pz₁ — нижний палеозой; Pz₂ — верхний палеозой; IV — поднятие Вудан-Хуаян; V — поднятие Цзяннань; VI — Кандинская ось; VII — краевое поднятие Лонгмэншань; VIII — Иинчжуяйское поднятие; IX — Хуанлинь—Шеньонгское поднятие; F₄ — прогиб Южный Аньхуз-Западный Чжецзян; F₅ — прогиб Люхэ; F₆ — краевой прогиб Цзяннаньского поднятия; F₇ — прогиб Дабашань; F₈ — прогиб Лонгмэншань; F₉ — краевой прогиб северной зоны Кандинской оси; F₁₀ — краевой прогиб южной зоны Кандинской оси; F₁₁ — прогиб юго-западного Гуйчжоу; F₁₂ — район развития эмейшаньских базальтов (пермы) и разломной структуры типа шахматной доски

скими глинистыми сланцами и пермскими известняками. Отложения девона и карбона в западной части отсутствуют, а в южной и восточной частях встречаются девонские конгломераты и песчаники и каменноугольные известняки. Триас представлен мощным разрезом доломитизированных известняков, а в верхней части — песчаниками и глинистыми сланцами. Среди доломитов широко развиты эвaporиты. Выше залегают континентальные обломочные породы юры и мела. На юго-востоке параплатформа Янцзы ограничена крупным поднятием Цзяннань, которое отделяет ее от Южно-Ки-

тайской каледонской миогеосинклинали. На западе параплатформа глубоким разломом отделена от геосинклинальной области, где развиты мощные кембрийско-триасовые отложения (преимущественно миогеосинклинальные).

Таримская параплатформа на большей своей части перекрыта мезозойско-кайно-зойскими континентальными отложениями, и только на окраинах ее обнажается фундамент, сложенный метаморфическими породами. Их возраст колеблется от архея до позднего протерозоя (последний преобладает). Они были смяты в складки в цикле Янцзы (700 млн. лет). На северо-восточной ее периферии выделяются три различных горизонта синийских тиллитов. Предполагается, что по крайней мере начиная с синийского периода Таримская параплатформа была непосредственно связана через Алашаньский массив с Сино-Корейской.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛИ

К северу от Сино-Корейской и Таримской параплатформ расположена Монгольская геосинклиналь, которая совместно с Уралом и Охотским складчатым поясом образует гигантскую эвгеосинклинальную Урало-Монгольско-Охотскую складчатую систему, сложенную преимущественно осадками океанического и переходного типов. Значительное количество древних (в основном рифейских) континентальных массивов или микроконтинентов было вовлечено как в каледонскую, так и в варисскую складчатость (см. ниже). В Китае и на Тянь-Шане складчатые пояса Большого Хингана относятся к Центрально-Азиатской—Монгольской дуге.

К югу от Сино-Корейской и Таримской платформ расположены субширотные геосинклинальные складчатые пояса Кунылуния, Цилияня и Циньлина² преимущественно палеозойского геосинклинального типа. Однако большая часть пояса Циньлин относится к индосинидам. Очень мощная толща осадков выполняет геосинклиналь к югу от КЦЦ и образует треугольник Сунпань—Ганьзы или прогиб (депрессию) Кукуши-ли—Баян-Кара. Еще южнее находится крупная межплитовая сутура (так называемая сутура Лонгмуко—Юйшу) — позднепермский контакт плит, который считается границей между Гонданой и Евразией (рис. 2, см. вкл.).

Южно-Китайская каледонская геосинклиналь выполнена синийскими и нижнепалеозойскими миогеосинклинальными отложениями, которые были подвергнуты складчатости в позднесилурское время. Ее перекрывает осадочный чехол позднепалеозойского и триасового возраста, тогда как прибрежные площади Чжецзян и Фуцзянь, включая о. Хайнань, условно относят к варисцидам.

Необходимо выделить два срединных массива — Джунгарский, вероятно позднекембрийского возраста, расположенный в пределах современного Джунгарского бассейна, и массив Цайдам, расположенный между складчатыми поясами Кунылуния и Цилияня. Недавние исследования показали, что Цайдам мог быть непосредственно связан с Таримской параплатформой и отделился от нее за счет позднего сдвига.

ЦИКЛЫ ОРОГЕНЕЗА И РИФТОВЫЕ СИСТЕМЫ

В Китае, как и в Европе, также выделяются каледонский, варисский и альпийский циклы орогенеза. Каледонский, цикл подразделяется на ранний, средний и поздний субциклы. Среднекембрийский шинкайский орогенез (сопоставимый с салаирской складчатостью) считается раннекаледонским. Варисский цикл также подразделяется на ранний, средний и поздний субциклы, однако некоторые из моих сотрудников считают необходимым дополнительно выделять заключительный субцикл. Альпийский цикл наиболее важен; в Китае в нем выделяют три субцикла: индосинийский, яншаньский и гималайский, каждый из которых соответствует высокому стоянию региона; особое значение имеет, как будет показано ниже, индосинийский субцикл. Мезозойские фазы орогенеза отражены на рис. 3.

В докембрии ранняя фаза орогенеза была широко развита в пределах Сино-Корейской параплатформы, а более поздняя — в пределах параплатформы Янцзы. В предыдущих публикациях [12] докембрийский орогенез подразделялся нами следующим образом.

² Далее обозначаются как система КЦЦ.

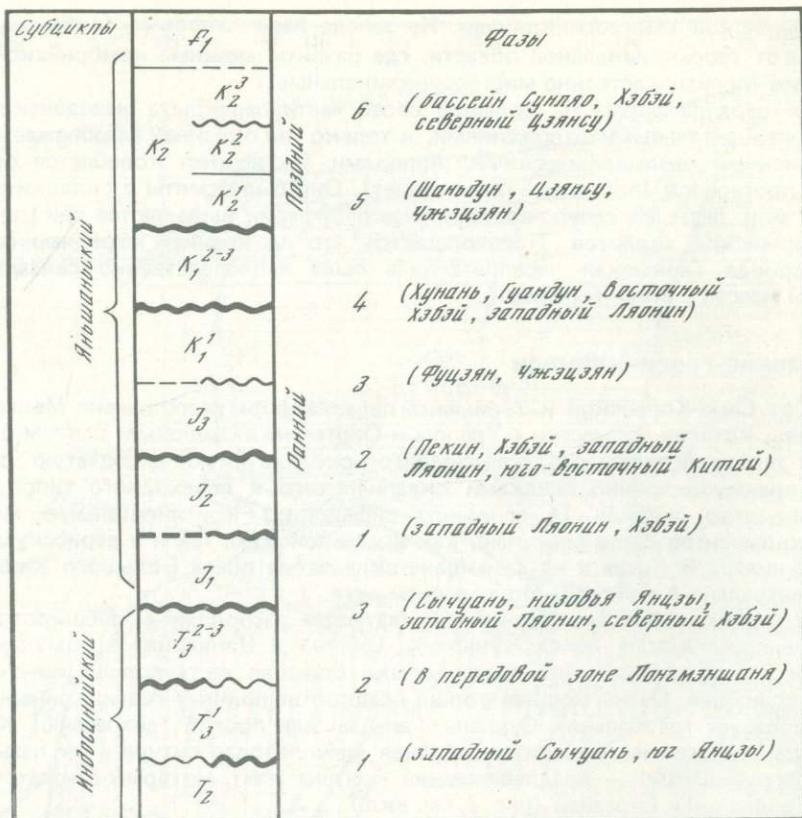


Рис. 3. Фазы индосинийского и яншаньского субциклов.

Цикл Янцзы (1100–700 млн. лет). Включает две важные фазы: Цзинин (850 млн. лет) и Чэнцзян (700 млн. лет); первая из них распространена шире и имеет большее значение. Параплатформы Янцзы и Тарим приобретают современные очертания во время цикла Янцзы.

Безымянный цикл (1400–1100 млн. лет). Слабые орогенные движения, вероятно этого цикла, отмечаются как вблизи Пекина, так и в районе Кандинской оси. Он со-поставим с Гренвильской провинцией Северной Америки.

Цикл Вулин (1700–1400 млн. лет). Орогенные движения, происходившие в интервале 1500–1400 млн. лет, устанавливаются в Вулингшане в Восточном Гуйчжоу и Западной Хунани.

Цикл Чжэнтяо (1900–1700 млн. лет, или 1950 ± 50 – 1700 ± 50). Ранее назывался Лулянским. Особое значение имеет в районе Чжэнтяошань (Шаньси) и является заключительным этапом формирования Сино-Корейской параплатформы. Вопрос о соотношении широко известной системы Хуто с этим циклом до сих пор обсуждается китайскими геологами.

Цикл Утай (2500–1900 млн. лет). К нему относятся метаморфические комплексы Утайшаня и других районов Северного Китая.

На Сино-Корейской параплатформе горные породы Утая в большей или меньшей степени метаморфизованы, тогда как осадочные образования, сформированные после Утайского цикла (включая КЦ), не затронуты метаморфизмом вообще, в крайнем случае затронуты очень слабо.

Цикл Фупин (2800 (?)–2500 млн. лет). К нему относится большая часть высокометаморфизованных комплексов Сино-Корейской параплатформы. В этом цикле были сформированы некоторые разрозненные ядра, о которых упоминалось выше. На параплатформах Тарим и Янцзы породы этого цикла пока не обнаружены. Древ-

нейшие из известных пород, обнаруженных в Китае, имеют изотопный возраст 3500 млн. лет.

Недавно Ло Чжили [16] обратил внимание на значение тафрогенеза в Китае. В настоящей работе уже говорилось, что до начала шинкайского времени (которое может быть грубо сопоставлено со временем хорошо известного панафриканского орогенеза) Восточный Тянь-Шань, Циляньшань, Циньлин и т. д. были частями гигантского континента — Китайской протоплатформы, которая была "разрушена" или разделена широкомасштабным рифтингом на несколько глубоководных прогибов или палеозойских эвгеосинклиналей, включая Тянь-Шаньскую, Циляньшанскую и Циньлинскую эвгесинклинали. В пермское время в Западном Сычуане, Западном Гуйчжоу и Восточном Юньнане были широко развиты эмэйшаньские базальты, которые, согласно данным Ло Чжили, формировались в рифтовых долинах меридионального простирания. Автор тем не менее склоняется к предположению, что в этой части Китая не была сформирована рифтовая долина восточноафриканского типа, а получила распространение система нормальных разломов типа шахматной доски, по которым изливалась базальтовая лава (см. рис. 1). Это был второй этап рифтообразования.

В третичное время тафрогенные тектонические движения преобладали на территории Восточного Китая, особенно в крупных впадинах, расположенных между низовьями Лохэ и Хунаня, где широко развиты гравитационные и конседиментационные разломы раннетретичного возраста (рис. 4, см. вкл.). Подобные рифтовые системы не характерны ни для Восточной Африки, ни для провинции Хребтов и Бассейнов США, но, однако, изредка встречаются в различных бассейнах. На северном и южном фланге Шаньдунского поднятия разломы симметричные, погружение идет к северу и к югу от Шаньдуня и образуются структуры, которые китайские геологи называют совкообразными. Мористе Гуандуна на акватории Южно-Китайского моря широко развиты подводные рифты, однако они имеют позднетретичный возраст. Широко известный грабен Фэнхэ-Вайхэ (называемый иногда грабеном Шаньси) также имеет позднетретичный возраст. Его "эшелонированная" структура необычна и не может быть поэтому объяснена простым рифтингом. Все вышеупомянутые рифты, за исключением Фэнхэ-Вайхэ, сопровождались базальтовыми потоками. Это был третий период рифтообразования в Китае³.

ПЛЕЙТТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Фанерозойская тектоника плит широко развита в Тянь-Шань-Хинганской складчатой системе, составляющей южную часть гигантской Урало-Монголо-Охотской системы. Движения плит происходили в палеозое в каледонскую и варисскую эпохи. На территории Тибетского плато (плато Шизанг-Цинхай) и примыкающих площадях тектоника плит играла огромную роль в последующее позднепалеозойское и мезозойско-кайнозойское время. Между двумя основными системами взаимодействия плит расположены системы Цилянь и Циньлин.

Внимательно изучив Тектоническую карту Северной Евразии [5] и другую литературу, посвященную Монголии [1—4], мы выяснили, что на территории последней широко развиты офиолиты и глаукофановые сланцы. Иногда офиолиты распространены спорадически, но часто они приурочены к границам тектонических зон. Особенно важны две офиолитовые зоны. Северная из них простирается вдоль Монгольского Алтая (верховья Иртыша) на юго-восток к Ихайбогдинскому разлому, пересекая Богдо [4], и далее на северо-восток к разлому Дербуган (вблизи Далай Нор) в Большом Хингане. Сокращенно ее можно назвать сутурой ИБД. Она разделяет северные каледониды и южные варисиды и является дугообразной структурой южного простирания. Южная зона параллельна северной дуге и расположена вдоль границы Монгольской Народной Республики и Внутренней Монголии КНР, преимущественно в пределах последней. Она простирается от Карамая (на восточном Синьцзяне) до Пиндиншаня и Хогеншаня во Внутренней Монголии (см. рис. 2). Ее можно обозначить сутурой КПХ. Она имеет варисский возраст (возможно, позднемеловой). К югу от второй

³ В бассейне Сунляю (нефтяное месторождение Дацин) рифтинг начинается уже в раннем мелу и прекращается в позднемеловое время. В Южном Китае также известны проявления рифтогенеза, но меньших масштабов.

зоны в пределах Внутренней Монголии выделяются две шовные зоны: Эрдаоцзинцы и Вэндермюо. Первая из них имеет девон-каменноугольный возраст, а вторая, возможно, силурский. Для зоны ИБД и южной шовной зоны варисского возраста характерна субдукция в северном направлении (см. рис. 2). Две зоны Внутренней Монголии свидетельствуют о южном направлении субдукции. Особый интерес представляет зона КПХ, так как она является зоной столкновения северной и южной плит.

Необходимо подчеркнуть некоторые важные характеристики Урало-Монголо-Охотской системы взаимодействия плит (см. рис. 2). Большое значение имеет дугообразный стиль складчатых поясов, свидетельствующий о том, что шовные зоны затрагивают всю литосферу и, возможно, транслитосферную зону. В западной и центральной частях Монголии крупный докембрийский массив рифейского возраста простирается на север до Сибирской платформы и на юг до зоны ИБД, что свидетельствует о том, что раннепалеозойский океан имел относительно закрытый характер. К северо-востоку широта Монгольского океана постепенно уменьшалась и в районе Амурского пояса не превышала 200 км; подобное сужение отмечается в районе Яньбяня на северо-востоке Китая. Это вызвано наличием крупного Буреинского массива и массива Цзямусы⁴ рифейского или шинкайского [7] возраста. На западном и восточном крыльях дуги ИБД и на восточном крыле дуги КПХ офиолиты практически отсутствуют. Все эти данные указывают, что Монголо-Охотский океан не был полностью раскрыт на северо-востоке и, таким образом, одноименная система взаимодействия плит может считаться частично закрытой системой. Возможна, однако, и другая интерпретация: зоны субдукции часто целиком переходят в зоны глубинных разломов (возможно, затрагивающие всю кору) и могут даже выклиниваться.

Тянь-Шань является южной частью Урало-Монгольской системы. Он в основном представлен варисцидами, хотя в Центральном Тянь-Шане выделяется узкая зона каледонид; последние более широко распространены в Казахстане. Каледонская шовная зона расположена к югу от оз. Иссык-Куль и продолжается на восток до оз. Багракс, а далее к востоку, вероятно, она выклинивается. Северный Тянь-Шань характеризуется варисской шовной зоной, которая исследована в Синьцзяне вблизи Юшу. Она простирается до оз. Эби через Джунгарские ворота к оз. Балхаш. Восточнее она расположена к югу от Турфана и вблизи Цолтага. Еще восточнее она срезается Алтынским сдвигом северо-восточного простирания.

Рассмотрим теперь Циляньшань и Циньлин. Первый представляет собой каледонский складчатый пояс и включает в себя три офиолитовые зоны соответственно кембрийского, ранне- и позднеордовикского возраста. Они простираются на запад-северо-запад; здесь отмечается южное направление субдукции к центральному, Циляньскому, которое имеет возраст КЦ. Необходимо отметить, что Циляньская сутура отсекается на западе крупным Алтынским сдвигом, сливаются на востоке с шовной зоной Хуайянского массива и также отсекается крупным Таньчэн-Люцзянским сдвигом. Весьма интересно, что Циляньская геосинклиналь выклинивается по простирианию с обеих сторон, вследствие этого мы относим ее к закрытой системе. Более того, поскольку расстояние между Циляньскими сутурами очень мало, маловероятно, чтобы в субдукции участвовала вся литосфера. Однако возможно ли, чтобы в тектонике плит Циляньшана принимали участие только кора или другие относительно тонкие пластины, а не вся литосфера?

Циньлинский складчатый пояс будет рассмотрен далее.

Тектоника плит Тетис-Гималайского региона. В последнее время проведены значительные объемы полевых и лабораторных геолого-геофизических исследований Тибетского плато [8, 15]. На основании новых данных автор с коллегами [13] сочли возможным дать новую плейттектоническую модель развития этого сложного региона.

К югу от варисцид Куньлуня между четырьмя шовными зонами расположен Тетис-Гималайский регион. Простирание зон преимущественно субширотное, в Восточном Тибете и Западном Юньнане оно переходит в субмеридиональное. С севера на юг выделяют четыре сутуры: 1) сутура Шигоу-Мацзинь, продолжающаяся на восток к Аньемакену и далее к Циньлину вплоть до впадины Ханчжоу; 2) сутура Лонгмуко-Юишю.

⁴ Недавно Чен Чжувен и др. [7] описали каледонские граниты, выделенные в зоне Шипин-Хулань-Хелон (Южный Цзилин) в эвгесинклинальных отложениях (группа Хулань). Эта зона может являться продолжением эвгесинклинали Вэндермюо.

юго-восточное продолжение которой в Западном Юньнане образует сутура Цзиньшацзян-Чаннинь-Шуанцзян, а ее восточное ответвление продолжается далее к югу и переходит в сутуру Гарце-Литан; 3) сутура Пангонг-Дэнчэн расположена вдоль южного края варисцид Куньлуня, она продолжается на юг, где в Западном Юньнане образует сутуру Нуцзян (Салуин), и далее в Северную Бирму; 4) сутура Инд-Цангпо изучена лучше других, она простирается вдоль долин рек Инд и Цангпо (см. рис. 4). Шовная зона Шигоу-Мацзинь была раскрыта по крайней мере в пермское время, до тех пор, пока перемещение тектонического региона Кукушили-Баян-Кара в северном направлении не вызвало в конце перми окончательного закрытия океана. Ее восточное продолжение в Циньлине имеет более древний, возможно девонский, возраст. Вдоль этой сутуры, вероятно, вновь происходило раскрытие в триасе и закрытие в конце позднетриасового времени (рис. 5).

Сутура Лонгмуко-Юйшу в палеозое являлась границей между Евразией и Гондваной; последняя была расположена в южном полушарии. В позднем карбоне Гондвана быстро дрейфовала в северном направлении и столкнулась с Евразийской плитой в конце перми. В это время катазиатская флора *Gigantopteris* мигрировала вдоль шовной зоны в направлении районов Вули и Цангпо. Сутура Лонгмуко-Юйшу продолжается на восток вдоль р. Цзиньшашзян и далее на юг, где в районе Западного Юньнаня переходит в сутуру Чаннинь-Шуанцзян. Последняя продолжается далее к югу в Северный Таиланд и, возможно, переходит в долину р. Менам [14]. Восточное ответвление сутуры Лонгмуко-Юйшу, так называемая сутура Цзиньшашзян, простирается вдоль Тэнтяхэ и, начиная от Шигуаня, продолжается к западу от Красной реки, далее следует во Вьетнам [3] и пересекает западное окончание докембрийского Камбоджийского массива. Эта гигантская шовная система отвечает бассейну Палеотетис, который в палеозойское время достигал ширины несколько тысяч километров (см. рис. 5).

Сутура Пандонг-Дэнчэн имеет меньшее значение. Вдоль нее происходило раскрытие в раннеюрское время и, возможно, закрытие в конце юры—начале мела при субдукции блока Лхаса-Гоцен в северном направлении. Сутура Инд-Цангпо характеризуется широким развитием офиолитов юрского и мелового возраста, офиолитового меланжа и олистостромов. Она простирается на юг к Сулеймановым горам в Пакистане, а на юго-восток — в Бирму, хр. Аракан-Йома [9], образуя при этом так называемую Периндийскую шовную зону. Эта зона существенно раскрылась в позднем триасе (индосинийская эпоха) и закрылась в начале третичного или эоценового времени при интенсивной субдукции Гималайского тектонического региона (см. рис. 5).

Из вышесказанного можно сделать следующие предварительные выводы: 1) в палеозойское время Гондвана и Евразия были разделены широким океаном Палеотетис; 2) в позднем карбоне Гондвана дрейфовала в северном направлении; в пермское время скорость дрейфа увеличилась, и в позднепермское время Гондвана столкнулась с Евразией по линии шовных зон Лонгмуко-Юйшу и Цзиньшашзян-Чаннинь-Шуанцзян; 3) в палеозойское время (за исключением позднепермского) область, расположенная к югу от сутуры Лонгмуко-Юйшу, относилась к Гондване, что подтверждается широким распространением позднекарбоновых морских ледниковых отложений типа Блайни (см. рис. 5); 4) сутура Инд-Цангпо отвечает бассейну Мезотетис, раскрывшемуся в позднем триасе и закрывшемуся в начале третичного времени. Его ширину можно будет определить с помощью палеомагнитного метода.

Биостратиграфические исследования показывают, что ордовикские фауны Южного Тибета и Северного Китая очень схожи и что нижнекарбоновые отложения, содержащие *Kueichouphyllo*, в районе Лхасы идентичны тем же, обнаруженным в Южном Китае. Это означает, что Тибет и Гималаи были приближены к Южному Китаю и не могли отстоять от него на несколько тысяч километров. Однако присутствие отложений типа Блайни в Гималаях в районе Лхасы и Тангла, а также наличие здесь солено-водной позднекарбоновой и раннепермской фауны делают гипотезу о существовании широкого Палеотетиса более предпочтительной. Необходимо напомнить, что раскрытие Атлантики имело место в позднем триасе, т. е. примерно в то же время, что и раскрытие вдоль сутуры Инд-Цангпо. Это же время является началом индосинийской тектонической активности.

Шовная зона, выявленная на востоке Тайваня, свидетельствует о западном направлении субдукции в позднемезозойское время, тогда как большая часть острова в гималайскую эпоху была надвинута в направлении к материку.

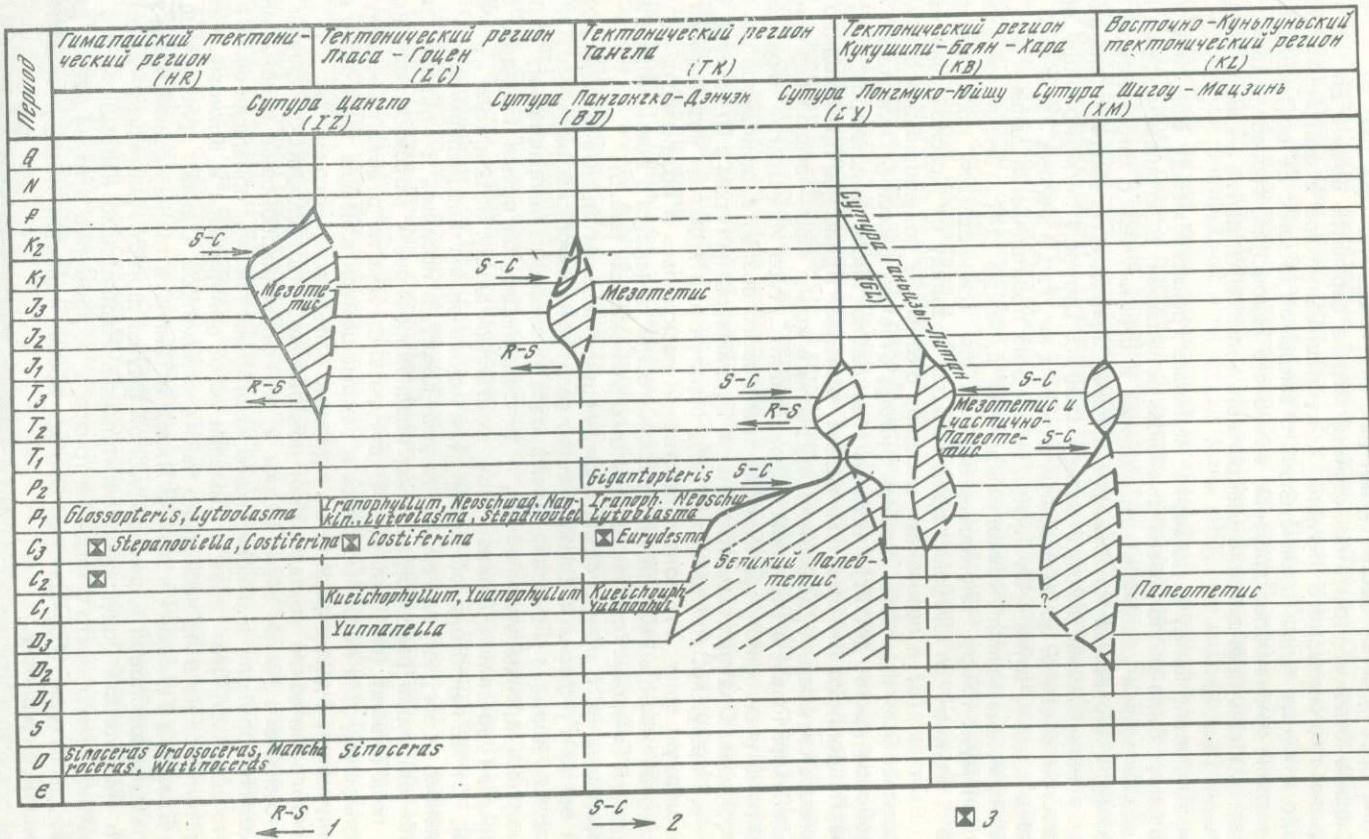


Рис. 5. Развитие Тетис-Гималайской тектонической области с позиций гипотезы тектоники плит
1-2 – направление: 1 – рифтинга (спрединга), 2 – субдукции (коллизии); 3 – отложения типа Блайни

АКТИВИЗАЦИЯ КРАТОНОВ И СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ ТРИ АЗИАТСКИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБЛАСТИ

Первоначально идея об активизации Восточной Азии была высказана В.Х. Ваном и Т. де Шарденом, но только в начале 50-х годов термин "активизация" был введен в геологическую литературу советскими учеными. В Китае эту концепцию развивает Чэн Года [6], опубликовавший ряд интересных работ.

Активизация параплатформенных кратонов. Более других подверглась активизации параплатформа Янцзы. Проявления орогенеза, выражющиеся в смятии покровов в складки и появлении разломов, отмечаются в средней и нижней частях долины Янцзы, в особенности в Хуайяншане и Южном Анхэз. Район Лонгмэншань в северо-западном Сычуане, расположенный вблизи индосинид Сунпань—Ганьцзы, также был сильно затронут активацией. Но большая часть параплатформы, например Сычуанская впадина в Северном Гуйчжоу, практически не была затронута индосинийским тектогенезом. Сино-Корейская параплатформа испытала слабое его влияние, однако вдоль оси Внутренней Монголии, в южной части Северо-Восточного Китая и в особенностях в Корее индосинийская складчатость чехла сопровождалась интрузиями гранитоидов, что свидетельствует о широком проявлении индосинийского тектогенеза. Лишь Таримская параплатформа не испытала, вероятно, его воздействия.

Яньшаньский тектогенез в основном проявлялся на параплатформах. За исключением территории Ордоса и части Сычуанской впадины, повсеместно отмечаются яньшаньская складчатость, разломы и часто также шарьяжи. Весьма характерны линейная складчатость в Восточном Сычуане, коробчатая и гребневидная складчатость в Северном Гуйчжоу, тогда как в Лонгмэншане и Дабашане продолжалось формирование шарьяжей и покровов, начавшееся еще в индосинийскую эпоху. В низовьях Янцзы значительную роль играют параллельные складки и разломы, а также шарьяжи, например в районе Нанкина; здесь широко распространены гранитные интрузии, сопровождающиеся лавами андезитового и риолитового состава. Особый интерес представляет гранодиоритовый пояс, сопровождаемый андезитовым вулканизмом, протягивающийся от Ухана до Сюйчжоу. К нему приурочены месторождения железа и меди в низовьях Янцзы. В Северном Китае яньшаньский тектогенез широко проявился в Хэбэе, вблизи Пекина, и в южной части Северо-Восточного Китая. Он сопровождался внедрением гранитов, андезитовым и риолитовым вулканизмом. В Корее яньшаньский тектогенез распространен широко, граниты здесь имеют преимущественно меловой возраст.

Гималайский тектогенез на параплатформах проявился слабо. Кроме отмеченного выше рифтинга, в некоторых районах (Фушуньском угольном месторождении, вдоль разлома Танлу и т. д.) отмечаются складчатость и надвиги.

Активизация складчатых поясов. Складчатые пояса, особенно в Восточном Китае, были интенсивно переработаны мезозойско-кайнозойским тектогенезом. В Южном Китае зона каледонид была полностью охвачена индосинийским тектогенезом, в особенности в Хунане, Гуандуне и Гуанси. В Западном Гуанси отмечаются погружение палеозойского осадочного чехла и его переход в крупную Западно-Гуансинскую триасовую складчатую область, для которой характерно наличие пингергунского флиша среднетриасового возраста. Нижнетриасовые отложения Фуцзянь включают андезиты и прорваны индосинийскими гранитами (см. рис. 4). Южно-Китайская геосинклиналь была широко охвачена яньшаньским тектогенезом, что выразилось не только в образовании складок чехла и разломов, но и в складчатости фундамента (*plis de fond*, Е. Аргана). Таким образом, складчатость и разломы каледонского фундамента тесно взаимосвязаны с теми же процессами в осадочном чехле. На северо-западе Тянь-Шаньский, Циляньский, Кунлуньский и Циньлинский складчатые пояса были таким же образом затронуты яньшаньским тектогенезом. Гималайский тектогенез слабо проявился на юго-востоке Китая.

В Западном Китае гималайский тектогенез имел огромное значение для всех до-гималайских складчатых поясов. Высокие хребты Циляня, Кунлуня, Циньлина и Тянь-Шаня обязаны своим происхождением давлению со стороны Гималаев при столкновении Гондваны с Евразией. В то же время сформировались "передовые" третичные молассовые прогибы, которые заполнялись терригенным материалом, что приводило к образованию структур типа конусов выноса. Гималайские деформации распространялись далеко на северо-восток, вплоть до Люпаньшаня, и на север, где они ослабевают на Алтае.

Происхождение бассейнов (наложенных впадин). В отличие от других континентов в Восточной Азии, и в особенности в Китае, широко развиты мезозойско-кайнозойские континентальные или с малым распространением морских отложений наложенные впадины, имеющие различные размеры. Их число достигает нескольких сотен. Это вызвано рядом причин: 1) территория Китая представляет собой мозаичное чередование континентальных блоков с геосинклинальными складчатыми поясами; 2) индосинийский, яньшаньский и гималайский тектогенезы оказали влияние на большую часть территории страны, что не отмечается в пределах других континентальных платформ; 3) вследствие тектогенеза в Восточном Китае широко распространены складчатые системы различного типа и различных простираций (северо-восточного, восточно-северо-восточного, северо-западного и субширотного и субмеридионального). Это вызвало образование большого количества приразломных прогибов и впадин. Объем работы не позволяет вдаваться в детальную классификацию и описание этих континентальных впадин. Необходимо лишь отметить некоторые их интересные особенности: 1) крупные впадины (за исключением Сунляя) наложены на параплатформы и срединные массивы; такими впадинами являются Ордосская, Сычуанская, Джунгарская, Цайдамская и, возможно, Таримская; 2) осадочный разрез этих впадин слагают нижнетриасовые, юрские и меловые обломочные породы, несогласно залегающие на триасовых и пермо-карbonовых "небассейновых" морских отложениях; 3) впадины промежуточных размеров обычно имеют меловой—третичный возраст, разрез многих из них, таких, как Цзянгэньская, Хэнъянская, Северо-Цзянсуйская и другие, начинается с нижнемеловых красноцветных песчаников; эти впадины были сформированы при позднеяньшаньском тектогенезе (см. рис. 4); 4) в Восточном Китае преобладают кайнозойские впадины, такие, как Северо-Китайская, Цзянсу, Цзянгэнь и пр.; 5) во впадинах Восточного Китая, упомянутых в п. 1, кайнозойские отложения практически или полностью отсутствуют, тогда как в Западном Китае Таримская, Джунгарская и Цайдамская впадины выполнены мощной толщей кайнозойских отложений; 6) для юрско-меловых впадин Большого Хингана, Шаньдуна и районов юго-восточного побережья характерно наличие вулканических лав и пирокластов преимущественно андезитового и риолитового состава, тогда как кайнозойские впадины выполнены преимущественно красноцветными отложениями, чередующимися с потоками базальтов, другие кайнозойские впадины, такие, как Юньнань и Гуанси, содержат большое количество угленосных отложений; 7) к мезозойско-кайнозойским впадинам приурочены основные запасы нефти и угля Китая, вследствие чего они имеют большое экономическое значение.

Три азиатские тектонические области. В конце варисского орогенеза в крупной Урало-Монголо-Охотской геосинклинальной системе начались процессы складкообразования. Это "сцементировало" Европу, Сибирь и Сино-Корейскую параплатформу и привело к образованию гигантского континента Палеоазии. Необходимо отметить, что в отличие от каледонского варисского орогенеза не привел к широкому развитию молассовых формаций; пермские и триасовые отложения обычно просто несогласно перекрывают подстилающие. С началом индосинийского тектогенеза обширные территории Восточно-Азиатского континента были вовлечены в активизацию, а геосинклинальные области Северного Тетиса, такие, как Индокитай и Япония, превратились в горные страны. Особенно важным представляется тот факт, что Тетис, уже закрытый к концу перми, вновь испытал раскрытие вдоль сутуры Инд—Цангпо одновременно с раскрытием Атлантики (см. выше). Таким образом, не будет преувеличением утверждение, что индосинийский тектогенез полностью изменил тектоническую природу Восточной Азии и стал поворотной эпохой в ее геологической истории. Последующие яньшаньский и гималайский тектогенезы окончательно оформили тектонический стиль и геоморфологические очертания Китая.

Три тектонических цикла привели к образованию трех азиатских тектонических областей: Тетис-Гималайской, Окраинной Тихоокеанской и Палео-Азиатской.

Окраинная Тихоокеанская область характеризуется: 1) интенсивной индосинийской и особенно яньшаньской активизацией; 2) широким развитием вулканализма (юра—мел) во время яньшаньской активизации, в особенности вдоль Большого Хингана, Северного Хэбэя и Ляонина, а также в низовьях Янцзы и районах юго-восточного побережья; формированием гранитоидных plutонов и небольших интрузий, в том числе plutонов гранодиоритового состава в низовьях Янцзы, сопровождающих-

ся андезитами и трахитами; 3) как отмечалось выше, гималайская активизация вызвала рифтообразование и осадконакопление в раннетретичных впадинах; рифтообразование сопровождалось излияниями базальтов. Таким образом, Окрайинная Тихоокеанская область характеризуется наличием мезозойских плутоно-вулканических комплексов, мозаичным расположением впадин и формированием системы сбросов. Однако на западе Тайханшань-Юйлиньшаньского гималайского поднятия, имеющего север-северо-восточное простиранье, особенно в Сычуане и в Ордосе, магматизм практически не проявился.

Тетис-Гималайская тектоническая область характеризуется: 1) интенсивной гималайской активацией, приведшей к горообразованию в Куньлуне, Циляне, Западном Циньлине и в Тянь-Шане; в процессе надвига Гималаев мощные предгорные молассы образовали складчатые системы в форме конусов выноса; 2) к северу от Куньлуня проявления индосинийского и яньшаньского тектогенеза ослабевают и характерно практически полное отсутствие плутоно-вулканических комплексов; 3) силы сжатия, действующие со стороны Индийского щита, привели к образованию крупных щарьяжей и тектонических покровов, таких, как собственно Гималайский, а также в Северном Тибете, Западном Юньнане, в Лонгмэншане без рифтообразования и гравитационных сбросов⁵.

Палео-Азиатская тектоническая область характеризуется слабой мезозойско-кайнозойской активацией, отсутствием плутоно-вулканических комплексов этого же возраста. Однако в ее восточной части, например в Восточной Монголии и Большом Хингане, палеозойские складчатые пояса испытали индосинийскую и яньшаньскую активизацию.

В качестве рабочей гипотезы можно предположить, что переходная зона между Тетис-Гималайской и Окрайинной Тихоокеанской областями включает Западный Ордос, Восточный Циньлин и Кандинскую ось, тогда как переходная зона между Палео-Азиатской и двумя другими областями протягивается от Алтая к северной части Внутренней Монголии и сливается с Большим Хинганом.

Тетис-Гималайская тектоническая область образовалась при перемещении Гондваны к северу и столкновении ее с Евразией. Окрайинная Тихоокеанская тектоническая область, возможно, возникла в результате взаимодействия запад-северо-западной субдукции Тихоокеанской плиты и юго-восточного дрейфа Азии (?). Палео-Азиатская тектоническая область представляет собой часть Палеоазии, слабо или частично затронутую мезозойско-кайнозойской активизацией.

ПОЛИЦИКЛИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ И СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Автором уже опубликован ряд работ о полициклическом развитии складчатых поясов. Здесь будут сообщены новые сведения по этой проблеме.

Полициклическое развитие складчатых поясов последовательно проходит три этапа: ранний геосинклинальный (возможно, включающий два-три цикла орогенеза), главный геосинклинальный и постгеосинклинальный (также может включать два-три цикла орогенеза или активизации). Каждый геосинклинальный цикл сопровождается формированием гранитоидных плутонов, а морские отложения (такие, как флиши и граувакки) переслаиваются в эвгеосинклиналях либо со спилитами, либо с толеитами и покровами андезитов. Главный этап характеризуется широким развитием плутоно-вулканических комплексов, интенсивным орогенезом и завершающими молассами. На постгеосинклинальном этапе формируются преимущественно континентальные отложения, орогенез проявляется значительно слабее и его лучше считать активизацией.

Хорошим примером полициклического развития является эвгеосинклиналь Тянь-Шаня: ранний этап включает раннекаледонский и позднекаледонский (в пределах СССР) циклы, а также варисский цикл. Главный этап является средневарисским ($C_2 - C_3$), а поздневарисский (пермский) цикл проявляется сравнительно слабо. Каждый из циклов сопровождается формированием плутоно-вулканических комплексов, которому сопутствуют постепенно уменьшающаяся гранитизация и метаморфизм. Необ-

⁵ Меридиональные сбросы в Южном Тибете сопряжены с широтно простирающимися складками.

ходимо отметить, что ранние гранитоиды включают плагиограниты, более поздние являются нормальными гранитами, а позднейшие могут содержать калиевые граниты. Андезиты также изменяются по составу от основных (андезито-базальтов) до средних или известково-щелочных и далее до щелочных. Постгеосинклинальные осадочные формации обычно бывают обломочными и неморскими и разделяются несогласиями, свидетельствующими о проявлении индосинийского, яньшаньского и гималайского орогенезов, важнейшим из которых является последний. Практически полное отсутствие пермских моласс является, возможно, исключением из правила.

В качестве другого примера может быть взят Циньлин. Южный Циньлин (включая северный Дабашань) представляет собой каледонскую эвгеосинклиналь и характеризуется основными и средними интрузиями, сопровождающимися обширным андезитовым вулканизмом, преимущественно силурийским. Северный Циньлин сложен миогеосинклинальными варисцидами с большим количеством гранитоидных plutонов. Главный, или центральный, Циньлин сложен мощной толщей палеозойских и триасовых миогеосинклинальных карбонатов, смятых в складки в индосинийское время. Внедрение крупных гранитных plutонов сопровождалось низкотемпературным метаморфизмом. К постгеосинклинальным относятся яньшаньский и частично гималайский циклы. Таким образом Циньлин, как и Тянь-Шань, характеризуется полициклическими орогенезом и магматизмом.

Полициклическое развитие Южно-Китайской каледонской геосинклинали хорошо известно; оно изучалось многими геологами, особенно специалистами в области полезных ископаемых. Цзяннаньский выступ, представляющий собой переходную зону между Южно-Китайской геосинклиналью и параплатформой Янцзы, был вначале вовлечен в орогенный цикл Вулин, затем в орогенный цикл Янцзы и только после этого стал более или менее консолидированным. Позднее начался главный каледонский цикл, в который был опять вовлечен Цзяннаньский выступ. Варисский орогенез здесь проявился слабее, хотя он был достаточно интенсивным в ряде областей, например в районе Юнкайдашань в Гуанси, где отмечается накопление пермских миогеосинклинальных отложений и внедрение гранитов. Мощный девон-триасовый осадочный чехол в индосинийское время был смят в складки, а при яньшаньском орогенезе вторично испытал складчатость и в некоторых местах был надвинут на юрско-меловые отложения. Отмечается также гималайский орогенез, но его проявление более слабое. Следовательно, в Южном Китае мы встречаем типичный пример полициклического развития: ранние циклы Вулин и Янцзы, главный каледонский цикл и постгеосинклинальные циклы — индосинийский, яньшаньский и гималайский. Во всех этих циклах (за исключением гималайского) формировались гранитные plutоны, важнейшими и наиболее широко распространенными из которых являются яньшаньские. С этими гранитами связаны многочисленные месторождения вольфрама, олова, молибдена и редких элементов.

Полициклические движения плит. Теперь рассмотрим вопрос о полицикличности проявления тектоники плит. Как отмечалось ранее, в каледонской Цилиньской геосинклинали выделяются три шовные зоны. Древнейшая сутура расположена на юге, вблизи центрального поднятия, а самая молодая — на севере, вблизи пояса Ганьсу. Три этапа субдукции следовали один за другим в направлении с юга на север. Это свидетельствует ни о чем ином, как о полицикличности движений плит. Необходимо отметить, что каждый из трех субциклов Цилиньской геосинклинали (ранний, средний и поздний) включает plutono-вулканические и офиолитовые комплексы, в то время как подводные излияния обычно спилитовые и толеитовые. Постгеосинклинальный орогенез, или, точнее, активизация, проявилась в индосинийскую, яньшаньскую (довольно слабо) и гималайскую эпохи.

Другой хороший пример полицикличности движения плит можно найти в Монгольской дугообразной системе. Как показано на рис. 2, в пределах Внутренней Монголии, к северу от оси Внутренней Монголии, выделяют три шовные зоны: каледонскую сутуру Вэндермэя, ранневарисскую сутуру Эрдаоцзинцы и поздневарисскую сутуру КПХ, последовательно расположенные с юга на север. Каждая из этих зон характеризуется наличием офиолитовых комплексов и меланжа, тогда как гранитоидные plutono-вулканические комплексы распространены между шовными зонами. Эвгеосинклинальные породы в основном метаморфизованы, причем те из них, что относятся к каледонскому циклу, обладают высокой степенью метаморфизма с развитием мигматитов.

зации и гранитизации. Итак, во Внутренней Монголии мы видим полицикличность процессов субдукции плит, сутураобразования и полицикличность миграции геосинклинали (также именуемую тектонической миграцией) в сочетании с полицикличным подводным вулканализмом, полицикличным метаморфизмом и полицикличной гранитизацией. Как отмечалось ранее, на территории Монгольской Народной Республики каледонская шовная зона (зона ИБД) имела северную полярность, как и расположенная к югу от нее варисская зона. Таким образом, если считать сутуру КПХ центральной зоной, то к югу от нее наблюдается последовательная смена зон субдукции от варисских до каледонских, имеющих южную полярность, а к северу — такая же последовательность, но с противоположной полярностью. Это свидетельствует о том, что на территории Монголии мы имеем симметричное расположение шовных зон или зон субдукции литосферных плит. Однако северный Монгольский складчатый пояс значительно шире, чем южный (Внутренняя Монголия), или, другими словами, полициклическая тектоника плит Монголии, рассматриваемая в целом, имеет асимметричный характер.

Типичная полицикличность тектоники плит отмечается на Урале, в Тасманской геосинклинали (Австралия) и на Японских островах. Этим вопросам автор надеется заняться в будущем.

Аkkордеонные движения плит [13]. В предыдущих разделах были кратко рассмотрены плейттектонические характеристики Тибетского плато. Шовные зоны Лунгмуко-Юйшу и Циньшацзян-Чаннинь-Шуанцзян разграничивают континентальные блоки Гондваны и Евразии. В палеозое блоки к югу от этой линии принадлежали Гондване и были расположены далеко в южном полушарии (возможно, вблизи Антарктиды). Это позволяет предполагать, что Гондвана была отделена от Евразии широким океаном Палеотетис. В позднем карбоне Гондвана (вернее, Индия), перемещаясь к северу, приблизилась и столкнулась с Евразией по линии сутуры Лунгмуко-Юйшу (см. рис. 5). Позднее, в триасовое время, эта структура, по крайней мере в районе р. Циньшацзян (Верхняя Янцзы), испытала раскрытие и был сформирован небольшой океан. Приблизительно в конце триаса в результате индосинийского орогенеза этот океан закрылся и два крупных континентальных массива вновь соединились. Примерно в это же время Гималайский и Лхаса-Гоценский блоки были расколоты в результате рифтогенеза вдоль сутуры Инд-Цангпо и первый из них сместился далеко на юг. За счет этого был образован океан Мезотетис (см. рис. 5). В конце мела и в эоцене Индия совместно с Гималайским регионом быстро дрейфовала на север и вновь столкнулась с Азией, что привело к закрытию Мезотетиса.

Из вышеизложенного ясно, что Палеотетис испытал закрытие, затем вновь раскрылся и вновь закрылся. Мезотетис раскрылся и опять закрылся. Такие движения напоминают игру на аккордеоне, и поэтому автор использует термины "аккордеонные движения" для подобной тектоники плит. Необходимо отметить, что в раннепалеозойское время Атлантика испытала открытие, была закрыта в конце варисского орогенеза и вновь раскрылась в течение индосинийского орогенеза. Это весьма напоминает движение литосферных плит в области Тетиса, но в значительно больших масштабах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическая карта Северного Вьетнама масштаба 1 : 500 000/Под ред. А.Е. Довжикова. Ханой, 1963.
2. Карта метаморфических пород Азии масштаба 1 : 5 000 000/Под ред. В.С. Соболова, Г.Г. Лепезина и др. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978.
3. Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977. (Тр. Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции; Вып. 32).
4. Тектоническая карта Монгольской Народной Республики масштаба 1:1 500 000/Под ред. А.Л. Яншина и др. М., 1978.
5. Тектоническая карта Северной Евразии масштаба 1:5 000 000/Под ред. А.В. Пейве, А.Л. Яншина и др. М.: ГИН АН СССР, 1979.
6. Chen Guoda. The hypothesis of platform activation and its significance in mineral prospecting. Beijing: Geol. Publ. press, 1960.
7. Chen Zuowen et al. The Caledonian granite belt in southern Jilin Province. Shengyang: Inst. Gool. and Miner. Resour. Chin. Acad. Geol. Sci., 1982, N 8, p. 29 (In Chinese with English summary).
8. Comite d'organization pour le colloque Franco-Chinois sur la géologie de l'Himalaya. Quilin, Chine, 1982, (41 articles), mimeogr.
9. Earth sciences research division. Geological map of the Socialist Republic of the Union of Burma, 1:1 000 000, with explanatory brochure, Rangoon, 1977.
10. Huang T.K. On major tectonic forms of Chi-

- на. — Geol. Surv. China, Geol. Mem. Ser. A, 1945, N 20.
11. Huang Chi-ching (*Huang T.K.*). An outline of the tectonic characteristics of China. — Eclog. geol. helv., 1978, vol. 71, N 3, p. 611—635.
 12. Huang Jiqing. The evolution of the geotectonics of China, explanation to the 1:4 000 000. Tectonic map of China. Beijing: Sci. press, 1980. 124 p.; 30 ill.; 16 pl.
 13. Huang Jiqing, Chen Guoming, Chen Bingwei. Preliminary analysis of the Tethys-Himalayan tectonic Domain. — Acta Geol. Sinica, 1984, N 1 (in press).
 14. Javanaphet A., Jumchet C. Geological map of Thailand, 1:1 000 000. Bangkok: Royal Thai Surv. Dep., 1969—1970.
 15. Proceedings of symposium on Qinghai-Xizang (Tibet) plateau: Geological and ecological studies of Qinghai-Xizang plateau, Vol. 1. Geology, geological history and origin of Qinghai-Xizang plateau. Beijing: Sci. press, 1981. 974 p.; numerous ill.
 16. Lo Zhili. The influence of tapharogeny upon the formation of petroleum and other mineral deposits since Late Paleozoic time in southwestern China. — Bull. Geol. Soc. Sichuan, 1981, vol. 11, N 1.

УДК 551.24 (235.2)

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ ПО ГЕОТРАВЕРСУ ТЯНЬ-ШАНЬ—ПАМИР—ГИМАЛАИ

В.В. БЕЛОУСОВ, Б.С. ВОЛЬВОВСКИЙ, И.С. ВОЛЬВОВСКИЙ

Межведомственный геофизический комитет, Москва, СССР

К. КАЙЛА

Национальный институт геофизических исследований, Хайдарабад, Индия

А. МАРУССИ

Университет, Триест, Италия

И.Х. ХАМРАБАЕВ

Институт геофизики и тектоники АН УзССР, Ташкент, СССР

Геологи давно обратили внимание на грандиозное скучивание горных хребтов в районе Памира. Установлено, что горы здесь представляют собой крупные глыбы (блоки) земной коры, поднятые внутренними силами Земли на максимальную на нашей планете высоту. Рядом с горными хребтами соседствуют впадины, также представляющие собой блоки земной коры, но только опущенные на большую глубину. Примечательно, что этим районам свойственны очень высокие (местами экстремальные) значения теплового потока и самые высокие на Земле отрицательные аномалии силы тяжести. Эта же область выделяется своей высокой сейсмичностью.

Конечно, констатирование внешней стороны явлений — это только часть проблемы. Первоочередной задачей является выяснение сил, производящих такую гигантскую работу. Поэтому главная цель проведенных здесь в 1974—1980 гг. комплексных геолого-геофизических исследований, о результатах которых мы хотим рассказать, состояла в исследовании зависимости геологических процессов, происходящих на поверхности Земли, от глубинных процессов, в изучении механизма движения громадных горных масс — механизма их роста.

Процессы горообразования здесь не только геологически молоды (они начали развиваться не более чем за 30 млн. лет до нашего времени), но и продолжаются до сих пор¹.

Сочетание большой интенсивности горообразовательных процессов с их молодостью позволяло рассчитывать на то, что характер глубинных процессов, являющихся причиной горообразования, тут может быть вскрыт и изучен наилучшим образом.

Кроме того, известно, что своеобразное строение Высокой Азии и ее эндогенная активность вызвали к жизни ряд геолого-геофизических гипотез, из которых наибольшее распространение получила гипотеза давления Индостанской платформы

¹ Скорость этого роста, по данным точного повторного нивелирования, от 2 до 12—14, а по некоторым косвенным геологическим и геоботаническим данным — до 50—60 мм/год.

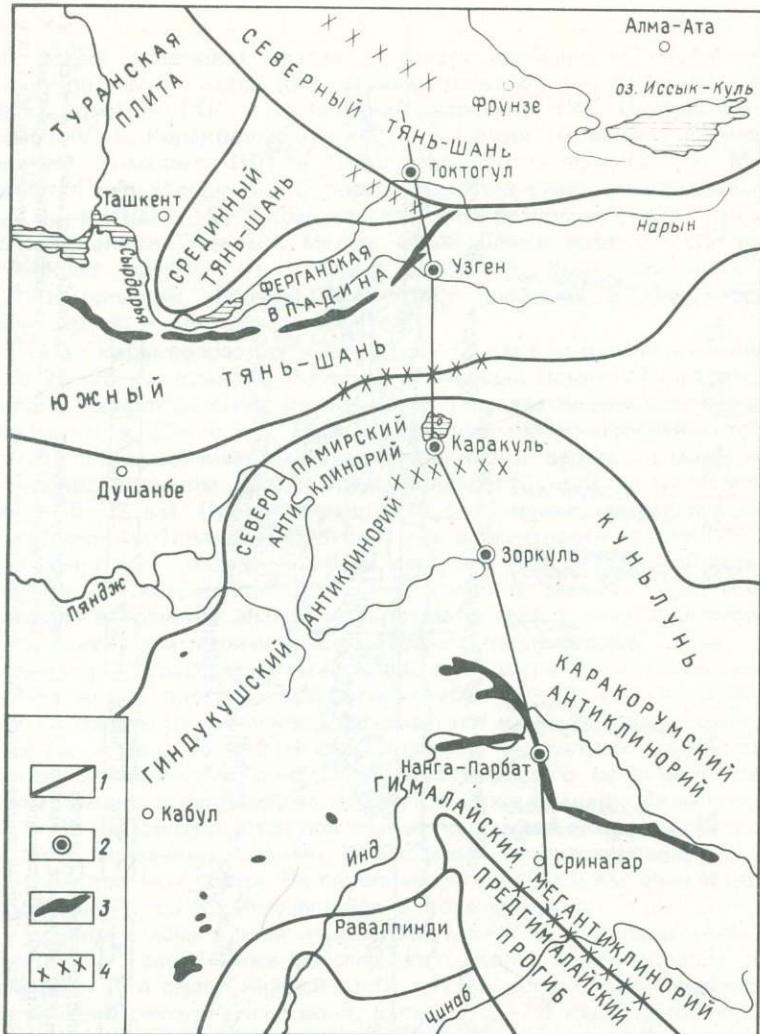


Рис. 1. Схема расположения сейсмического профиля Токтогул—Сринагар

1 — линия профиля; 2 — пункты взрыва; 3 — зоны развития оphiолитов; 4 — сейсмически активные зоны

на Евразиатский материк [1, 5]. В рамках гипотезы тектоники плит предполагается [9], что массив Индостана не только давит на Евразию, но и погружается под нее, вызывая на поверхности видимое надвигание Гималаев на юг. Предполагается, что и горные хребты, расположенные к северу от Гималаев вплоть до оз. Байкал, поднялись под влиянием давления Индостана в "подбрюшье" Евразии.

Исследования, о которых мы будем говорить, ставили своей целью в какой-то мере восполнить пробел наших знаний о глубинном строении этого грандиозного новейшего орогенического поднятия. Они оказались возможными благодаря значительному прогрессу, достигнутому в последние годы в развитии геофизических методов (в первую очередь метода глубинного сейсмического зондирования), а также благодаря сотрудничеству советских, индийских, пакистанских и итальянских ученых [4].

Центральной задачей исследования было проведение профиля глубинного сейсмического зондирования вкрест простирания всей Памиро-Гималайской горной цепи, от Ферганской депрессии на севере до Индостанской платформы на юге, через район так называемого Пенджабского синтаксиса (рис. 1).

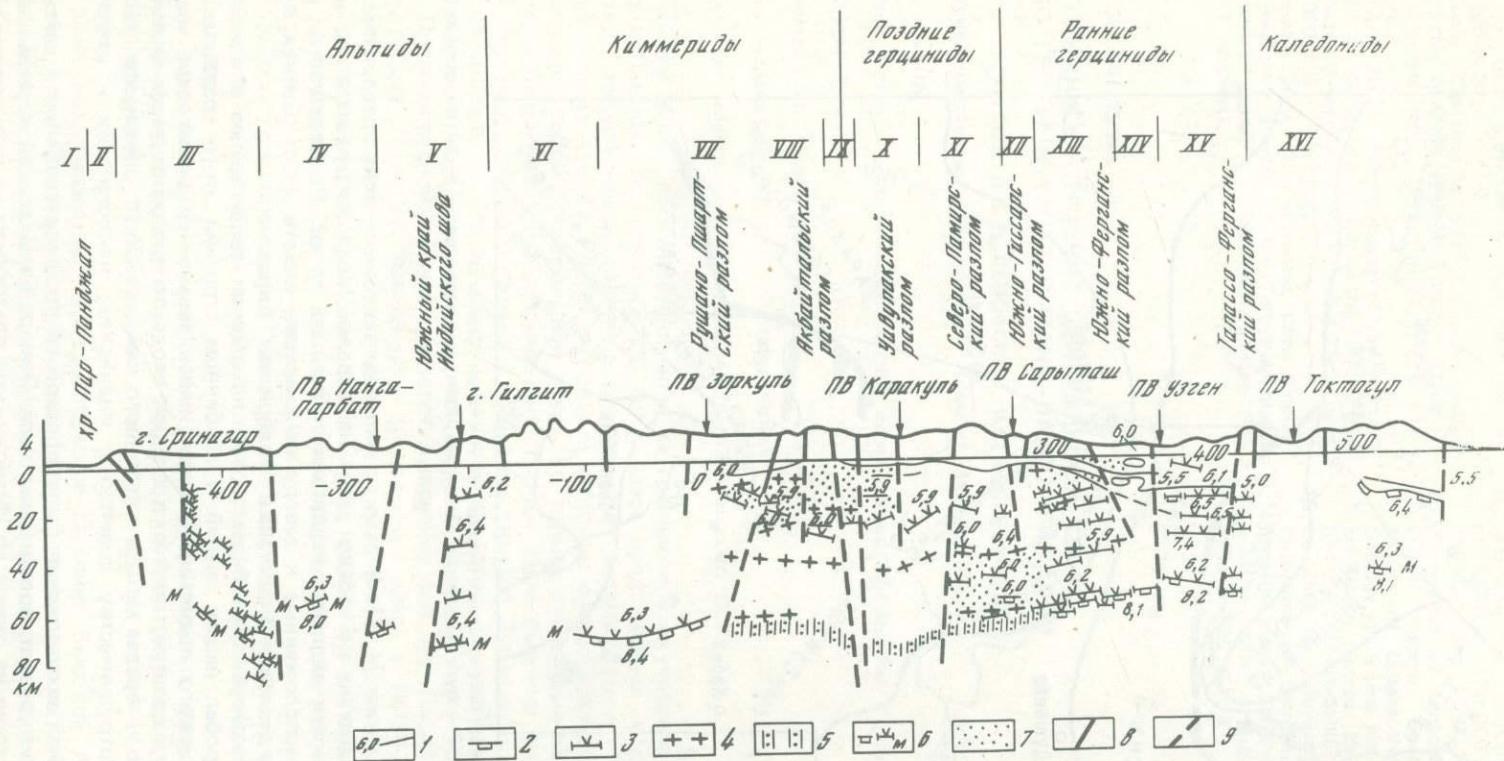


Рис. 2. Сейсмический разрез земной коры по профилю Токтогул—Сринагар [4].

I — Предгималайский краевой прогиб; II — Низкие (Внешние) Гималаи; III — Сринагарская депрессия; IV — Высокие (Большие) Гималаи; V — зона флиша Инда; VI — Центральный Каракорум; VII — Юго-Восточный Памир; VIII — Центральный Памир; IX — зона Акбайтальского разлома; X — зона флиша Алая; XI — Алайский прогиб; XII — Сурмиташская зона; XIII — Внешние предгорья Алая; XIV — Карабачтырская зона; XV — Баубаштинская зона; XVI — Чуйская депрессия.

1 — линии равных скоростей, км/с; 2—5 — сейсмические границы, построенные: 2 — по годографам преломленных волн от взрывов, 3 — по годографам отраженных волн от взрывов, 4 — по обменным волнам от землетрясений, 5 — по проходящим волнам от глубокофокусных землетрясений; 6 — поверхность Мохоровичича; 7 — зоны с повышенной плотностью точек обмена; 8—9 — разломы: 8 — по геологическим данным, 9 — предполагаемые по сейсмическим данным.

Полученный разрез позволяет охарактеризовать особенности глубинного строения крупных блоков земной коры (рис. 2): Ферганского (XV, XIV, XIII), Алайского (Южно-Тянь-Шаньского) – (XII, XI), Северо-Памирского (X), Центрально- и Южно-Памирского (VIII, VII), Каракорумского (VI), Высоких (Больших) Гималаев (IV), Низких (Внешних) Гималаев (III) и Предгималайского прогиба (I). Между блоками располагаются переходные зоны, порой имеющие столь индивидуальное строение (флишевая зона Инда – V, Акбайтайская зона разломов – IX), что их можно считать самостоятельными блоками. Между собой блоки разделяются глубинными разломами, наиболее яркими из которых являются: Южно-Ферганский, Северо-Памирский, Акбайтайский, Рушано-Пшартский, Драсский и Пенджабский. Все они чрезвычайно крутые – не положе 70° .

Мощность земной коры возрастает к югу от 50–55 км в районе Ферганской впадины (Тянь-Шань) до 75–78 км близ оз. Каракуль (Северный Памир). Под Центральным и Южным Памиром, Каракорумом и Внутренними Гималаями мощности земной коры изменяются в пределах 60–70 км. Под Каракорумом отмечено относительное поднятие поверхности Мохоровичча. К югу от Сринагарской депрессии мощность земной коры убывает и под внешним краем Предгималайского прогиба достигает наименьших значений – 35–37 км. Примечательно, что в зоне наибольших мощностей земной коры, под Северным Памиром, проходит ось вергентности глубинных разломов: расположенные южнее ее – падают на север, севернее – на юг. От этой осевой зоны в южном и особенно в северном направлениях толщина земной коры уменьшается. Интересно, что если в толщине земной коры усматривается некоторая симметрия, то средние скорости в ней асимметрично растут в южном направлении.

На протяжении всего геотраверса установлена четко выраженная расслоенность верхней части земной коры, простирающаяся до глубин 20–25 км. При этом подошва фанерозойских складчатых комплексов фиксируется на глубинах не более 6–12 км. Ниже простирается среда, по своим сейсмическим параметрам отождествляемая с кристаллическими комплексами докембра, выступающего на земную поверхность на Юго-Западном Памире, в Каракоруме, во Внутренних и Внешних Гималаях. На глубинах 10–15 и 25–30 км фиксируются локальные понижения скорости распространения сейсмических волн, связанные, видимо, с участками гранитизированных или других относительно менее плотных пород. На глубинах около 40 км выделен четко выраженный раздел, особенно ярко проявляющийся в поле обменных волн. Этот раздел по скоростным и другим сейсмическим параметрам может быть отождествлен с поверхностью "базальтового" слоя. Ниже расслоенность коры зафиксирована только под Северным Памиром. Для самой нижней части земной коры определены значения скорости распространения сейсмических волн, равные 7,2–7,4 км/с, которые характерны для так называемого промежуточного (коромантийного) слоя. В целом же земная кора Памиро-Гималайского региона характеризуется сравнительно невысокими значениями средней скорости (6,2–6,5 км/с). При этом отмечается повышение значений средней скорости в южном направлении. В этом же направлении возрастает мощность нижнего высокоскоростного слоя, который в южном Тянь-Шане составляет одну треть, а на Памире – половину мощности земной коры.

Сложнее уловить общую закономерность в изменении скорости на границе Мохоровичча: под Центральным и Южным Памиром ее средние значения составляют 8,05 км/с, в то время как в пределах Северного Памира и Тянь-Шаня они увеличиваются до 8,1–8,2 км/с, а под Гималаями достигают 8,3–8,4 км/с.

Рельеф поверхности М в целом хорошо коррелируется с аномальным гравитационным полем (рис. 3) – глубокой депрессии поверхности М отвечает грандиозная депрессия аномалий Буге, минимальные значения которой приурочены к Памиру и Каракоруму [8]. Слоны депрессии ступенчатые и характеризуются чередованием полос высоких и низких значений градиентов аномалий силы тяжести. Полосы самых высоких градиентов соответствуют зоне сочленения Ферганской впадины с Южным Тянь-Шанем, зоне Акбайтайских разломов и Главному надвигу Внешних Гималаев.

Размах изостатических аномалий около 200 мГл. Их поле сильно дифференцировано. К Центральному и Юго-Западному Памиру приурочены минимумы аномалий.

Графики глубинных (остаточных) аномалий имеют примерно одинаковый уровень на всем протяжении профиля. В целом их характер и морфология границы М примерно согласуются, в то время как ни один из конкретных элементов рельефа поверх-

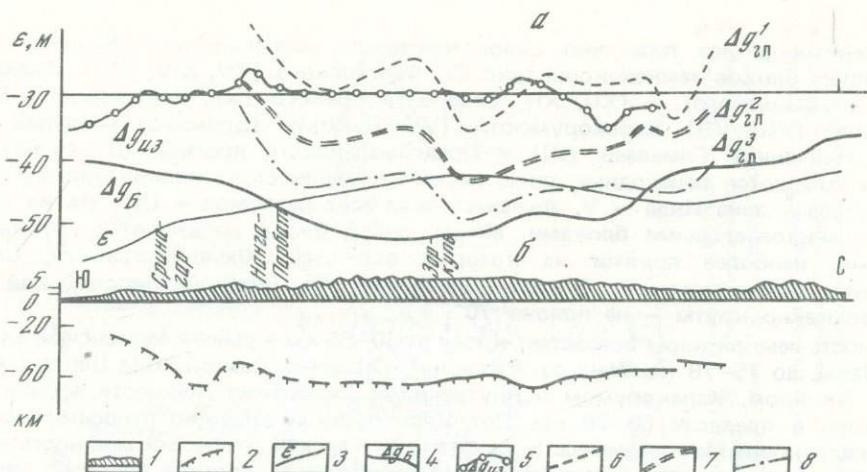


Рис. 3. Графики аномалий гравитационного поля и высот геоида (а) в сопоставлении с сейсмическим разрезом земной коры (б) [4]

1–3 – поверхности: 1 – твердой оболочки Земли, 2 – Мохоровичича, 3 – геоида; 4 – аномалии силы тяжести в редукции Буге [8]; 5 – изостатические аномалии силы тяжести; 6–8 – глубинные (остаточные) аномалии, соответствующие плотностным моделям, $\text{г}/\text{см}^3$: 6 – 2,75, 7 – 2,83, 8 – 2,89

ности M не находит сколько-нибудь заметного отражения в поведении остаточных аномалий силы тяжести. Это обстоятельство, а также различие их с изостатическими аномалиями свидетельствуют о том, что изостатическая компенсация в значительной мере осуществляется на глубинах, намного больших уровня залегания поверхности M .

Таким образом, гравитационное поле отражает зональность геологического строения верхней части земной коры, характер структуры и мощность ее консолидированной части, плотностные неоднородности верхней мантии. Причем основная роль в формировании глубинных аномалий силы тяжести принадлежит поверхности M , в значительно меньшей степени – неоднородностям верхней мантии.

В целом во всем регионе верхняя часть мантии испытывает общее разуплотнение, увеличивающееся с севера на юг, которое, в свою очередь, несколько различно для каждого из крупных блоков литосферы. С этой особенностью глубинного строения литосферы региона авторы связывают интенсивные вертикальные движения коры и подъем базальтоидной магмы в виде покровов, даек и вулканических извержений в Южном Памире и Гиндукуше в конце неогена – начале четвертичного периода².

Можно также отметить, что зоны разуплотнения в глубоких частях земной коры и в верхней мантии приурочены к блокам с большой глубиной залегания поверхности M , зоны уплотнения – к блокам с приподнятым ее залеганием.

Геоид тесно связан с гравитационным полем. Вдоль линии сейсмического профиля выделяется Внутриазиатская депрессия поверхности геоида. Максимальных значений (-70 м) она достигает у подножия Гималаев. Для самих Гималаев характерен крутое склон геоида примерно до отметок -40 м. Депрессия геоида, как и зона отрицательных изостатических аномалий, продолжается и на север от Гималаев. Через восточную часть Гиндукуша она доходит до Таджикской депрессии и далее на северо-восток – до Восточного Тянь-Шаня, где отметки геоида составляют $-(30-50)$ м. Таким образом, в зоне сочленения Гималаев и Гиндукуша с Памиром вырисовывается седловина по поверхности геоида, соединяющая геоидальные минимумы Индийского океана и Центральной Азии [4]. Глубины источников аномалеобразующих масс здесь, рассчитанные для конкретных условий сейсмического профиля, составляют $100-200$ км, т.е. расположены в верхней части мантии.

Таким образом, гравитационные аномалии значительной длины волны, а также

² Некоторые исследователи (А. Марусси, В. Пак и др.) полагают, что подъем магматических масс, являющихся дифференциантами верхней мантии, в областях воздымания астеносферных диапиров происходил в поперечных зонах растяжения, достигших своего максимума в плиоценовую эпоху.

длинноволновые тренды ундуляций геоида обусловлены глубоко расположенными неоднородностями в мантии. Поэтому неудивительно, что эти длиннопериодные характеристики гравитационного поля лишь в самом общем виде коррелируются со структурой земной коры.

Изученность верхней части мантии сейсмическими методами существенно более низкая. Определены контуры астеносферного слоя: его кровля фиксируется на глубинах 100–150 км, подошва на севере и юге региона — на глубине 200 км, в центральной части региона (Южный Памир, Каракорум) — на глубине 300 км. В средней части астеносферного слоя скорости распространения сейсмических волн составляют 7,1–7,5 км/с, в то время как в надастеносферной части верхней мантии они изменяются от 8,24 до 8,4 км/с, а под подошвой астеносферы достигают 8,6 км/с. Астеносферный слой, выделяемый только в поле продольных сейсмических волн и имеющий отражение в аномалиях электропроводности, обусловлен, очевидно, частичным плавлением вещества верхней мантии, в то время как еще один волновод в верхней мантии, фиксируемый близ ее кровли по изменению скоростей распространения продольных и поперечных сейсмических волн, вероятно, связан с вертикальными неоднородностями вещества, находящегося здесь в твердом состоянии. Большая мощность астеносферы в районах Памира и, вероятно, Каракорума коррелируется, с одной стороны, с размещением глубочайших минимумов аномалий поля силы тяжести, а с другой — со значительным понижением в рельефе поверхности геоида.

Особый интерес представляет строение верхней мантии в зоне скопления очагов Памиро-Гиндукушских землетрясений. Это одно из немногих на земном шаре мест, где регистрируются глубокофокусные землетрясения, не связанные непосредственно с зонами перехода от континента к океану. Как показали наши исследования (рис. 4), Памиро-Гиндукушская эпицентральная зона протягивается в виде неширокой (60–80 км) полосы от Файзабада через Мургаб до Хорога. На глубинах 100–150 км здесь выделяется мощный волновод с пластовыми скоростями 7,1–7,5 км/с. В плане выделенная низкоскоростная зона совпадает с мантийной фокальной зоной Л.П. Винника и А.А. Лукка [2] (рис. 5). Этой зоне в более глубоких частях мантии соответствуют очень высокие (8,32–8,57 км/с) для этих глубин (100–300 км) скорости, тогда как в остальных районах Центральной Азии пластовые скорости сейсмических волн близки к нормальным значениям (8,2–8,4 км/с). Аналогичная картина наблюдается на Курило-Камчатской островной дуге [6]. Там, однако, в настоящее время имеет место активная вулканическая деятельность, чего нет на Памире и Гиндукуше. По-видимому, в континентальных условиях при наличии весьма мощной коры прорыв магматических продуктов затруднен, поэтому на Памире и Гиндукуше мы имеем лишь отголоски ныне продолжающихся глубинных магматических процессов в виде термальных источников. На это указывает и повышенное поглощение сейсмических волн в фокальной зоне.

Таким образом, наличие фокальной зоны глубоких землетрясений свидетельствует о том, что источники молодых тектонических напряжений расположены как в толще литосферы, так и в более глубоких слоях верхней мантии. Относительно небольшая протяженность фокальной зоны (400–500 км) определяет локальный характер этой структуры.

Если очаги глубоких (мантийных) землетрясений расположены только в Памиро-Гиндукушской части региона, то коровые землетрясения установлены на всем протяжении профиля (рис. 6). Основная часть сравнительно неглубоких очагов приурочена в Индо-Памирской части региона к нижним частям разреза земной коры, а в Памиро-Тяньшаньской части — к верхним горизонтам ее консолидированной толщи и даже к осадочному покрову.

При сопоставлении с сейсмическим разрезом в распределении аномалий сейсмичности опознаются основные крупные блоки земной коры и зоны глубинных разломов, обрамляющие их, т.е. сейсмичность контролируется самыми крупными вертикальными или крутопадающими kontaktами по границам блоков с различными геологическими и геофизическими характеристиками. Наряду с этим отмечается четко выраженная тенденция распределения сейсмической активности вдоль субгоризонтальных границ раздела между основными комплексами в коре и верхней мантии, что свидетельствует о тесной генетической связи между структурно-тектоническими и динамическими характеристиками литосферы исследуемого региона.

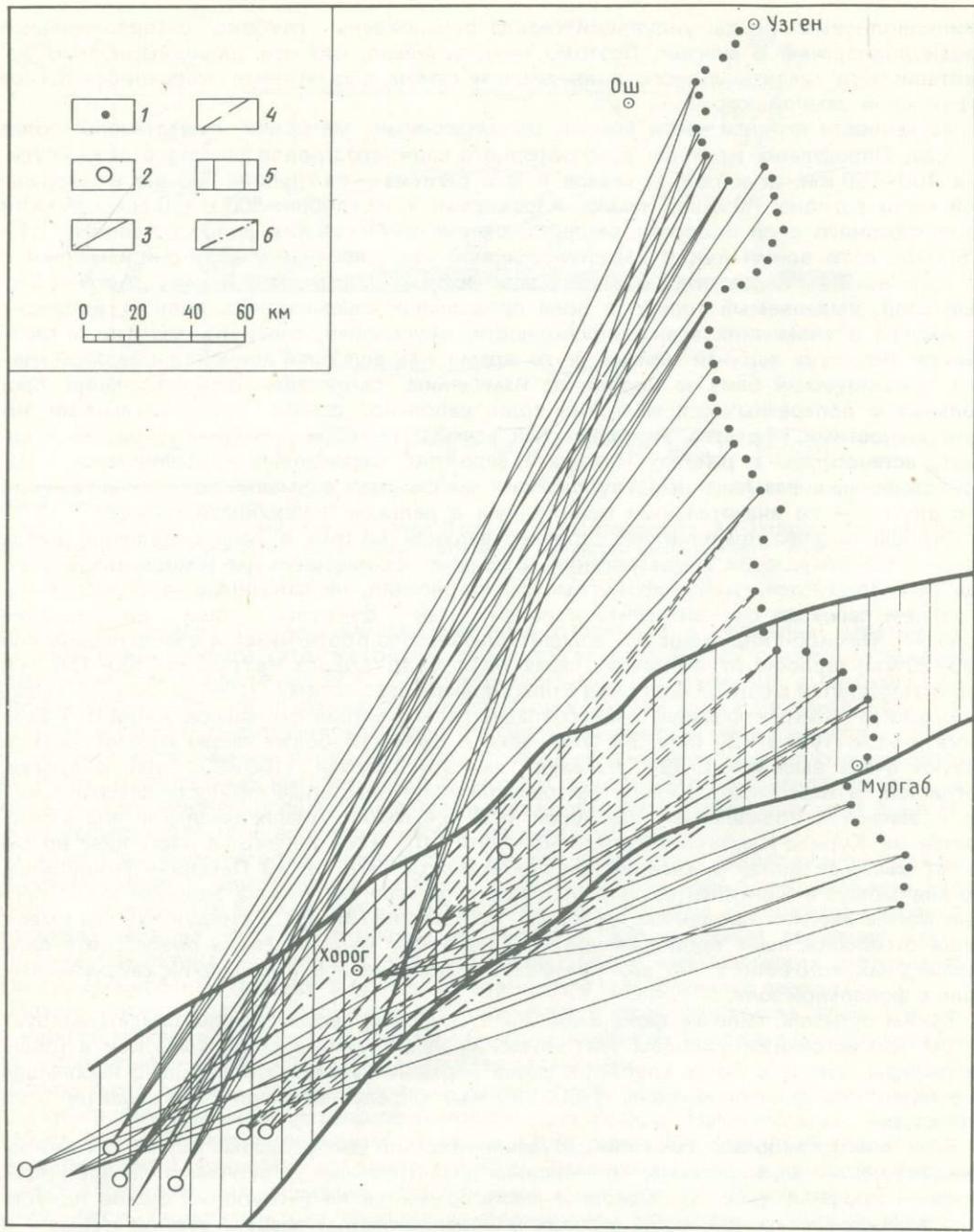


Рис. 4. Зона пониженных скоростей в верхней мантии Памира [4]

1 — точки наблюдения; 2 — эпицентры глубокофокусных землетрясений; 3—4 — сейсмические лучи: 3 — с "нормальной" скоростью распространения волн, 4 — с пониженными значениями скоростей; 5 — контур зоны глубокофокусных землетрясений; 6 — положение зоны пониженных скоростей

Таким образом, можно заключить, что сейсмичность литосферы региона обусловлена геодинамическими процессами, выраженными для ее высоких слоев блоковыми перемещениями земной коры и смещением крутопадающих мантийных блоков для нижних этажей. В целом для региона характерна высокая сейсмическая активность, связанная в основном с очагами землетрясений в средней части земной коры.

Рис. 5. Схема строения верхней мантии [2]
 1–2 – блоки; 1 – высокоскоростной, 2 – низкоскоростной;
 3–4 – границы между блоками для глубин проекции: 3 – 200 км, 4 – 100 км; 5 – наиболее активная часть мантийной фокальной зоны;
 6 – сейсмические станции и их номера; I–I' – сейсмический профиль [3]

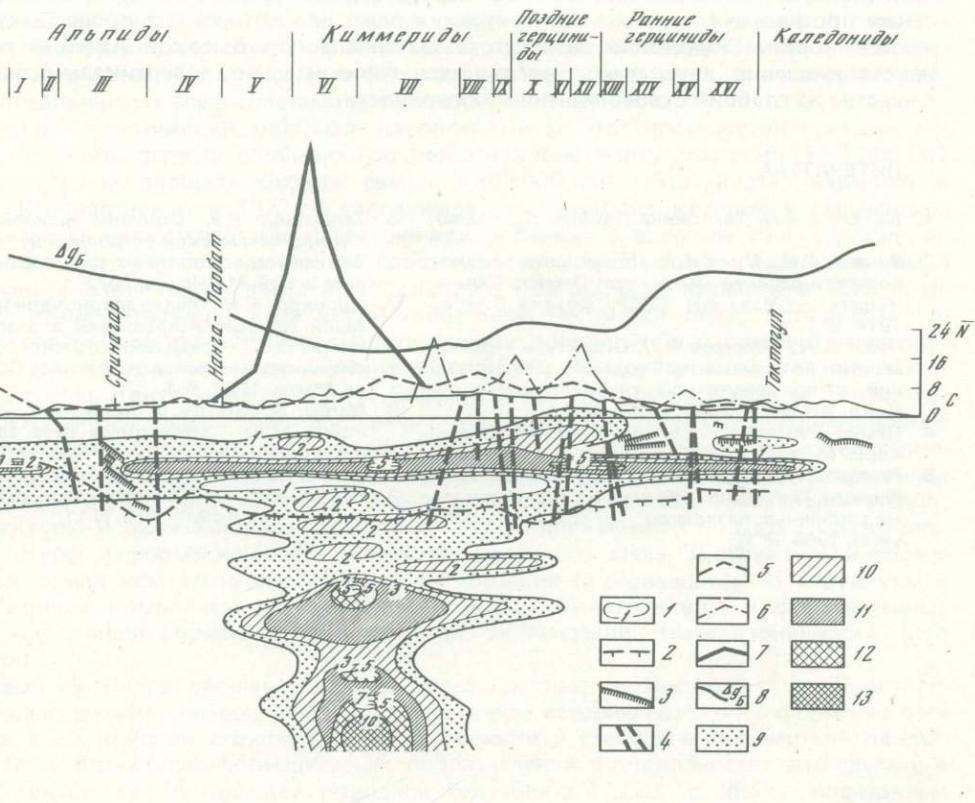
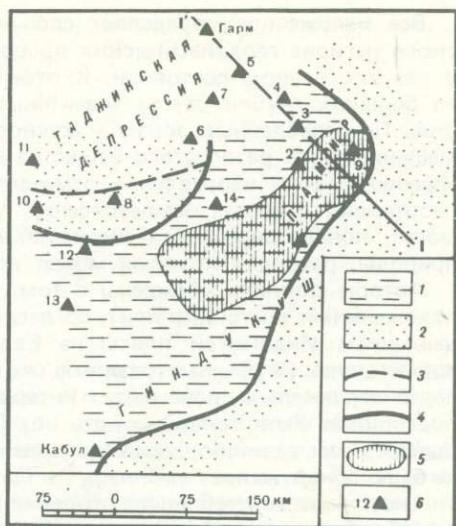


Рис. 6. Сейсмичность литосферы Памиро-Гималайского региона [4]
 1 – изолинии плотности гипоцентров землетрясений, усл.ед. [7]; 2 – поверхность Мохоровичича по сейсмическим данным; 3 – сейсмические граници в земной коре; 4 – глубинные разломы; 5–7 – кривые плотности эпицентров землетрясений: 5 – с очагами в земной коре, 6 – то же, для северной (советской) части профиля, 7 – с очагами до глубины 240 км; 8 – кривая аномалий силы тяжести в редукции Буге [8]; 9–13 – шкала значений плотности гипоцентров землетрясений, усл.ед: 9 – 1–2, 10 – 2–3, 11 – 3–5, 12 – 5–7, 13 – > 7

Все изложенное определяет сложность происходящих в недрах Памиро-Гималайского региона геодинамических процессов. Вещество верхней мантии находится здесь в разуплотненном состоянии. В отдельных районах (Памир) возможно поступление из больших глубин Земли значительных объемов аномально разогретых масс вещества. По ослабленным зонам — астеносферным каналам — возможно латеральное перемещение этого разогретого вещества на северо-запад, в сторону Памира и Тянь-Шаня. Именно в этом направлении отмечается горизонтальное ориентирование напряжений растяжения в очагах землетрясений. Над такими областями и особенно по их краям могут концентрироваться интенсивные поля напряжений механической и тепловой природы, разрядка которых может проявиться в усилении сейсмической активности.

Авторы доклада убеждены в том, что изложенные выше данные не согласуются с положениями тектоники плит, согласно которой развитие Высокой Азии определялось давлением Индийской плиты на Евразиатскую платформу и поддвиганием первой под вторую. Глубинные разломы, которые рассекают земную кору, залегают круто, почти вертикально, и не могут интерпретироваться как поддвиги одних блоков коры под другие. Хотя толщина коры под Памиро-Гималайским синтаксисом очень велика, больше, чем где-либо, никаких признаков сдавивания коры с повторением ее слоев не было обнаружено.

Аномальность глубинного строения Памиро-Гималайского региона не ограничивается корой; под ненормально мощной корой находится значительное утолщение астеносфера. Здесь же наблюдается повышенный тепловой поток. Отсюда следует, что эта аномальность имеет очень глубокие корни, опускающиеся в верхнюю мантию, что также противоречит положениям тектоники плит, для которой все процессы ограничиваются корой. Скучивание разогретого материала под Высокой Азией — результат не столкновения двух плит,двигающихся горизонтально, а вертикального подъема вещества из глубоких слоев мантии к поверхности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бархатов Б.П. Тектоника Памира. Л.: Изд-во ЛГУ, 1963.
2. Винник Л.П., Лукк А.А. Латеральные неоднородности верхней мантии под Памиро-Гиндукушем. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 1.
3. Лукк А.А., Нерсесов И.Л. Структура верхней мантии по данным наблюдений землетрясений с промежуточной глубиной очага. — Докл. АН СССР, 1968, т. 162, № 1.
4. Памир—Гималаи. Глубинное строение земной коры. М.: Наука, 1982.
5. Резвой Д.П. О важнейшей структурной зоне Южного Тянь-Шаня (Южно-Ферганская система глубинных разломов). — Геол. сб. Львов. ун-та, 1969, № 12.
6. Тараканов Р.З. Строение фокальной зоны Курило-Камчатской островной дуги. — В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М.: Наука, 1972.
7. Широкова Е.И. Общие закономерности ориентации главных направлений в очагах землетрясений Средиземноморско-Азиатского сейсмического пояса. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1967, № 1.
8. Marussi A. Gravity in Karakorum. — In: Coll. intern. scilla "Geotektonica della zone orogeneche del Kashmir Himalaya—Karakorum—Hindu Kush—Pamir". Roma: Accad. Naz. Lincei, 1976.
9. Toksöz, Nafi M. The sibduction of the lithosphere. — Sci. Amer., 1975, N 11.

ТЕКТОНИКА МОНГОЛИИ

Н.С. ЗАЙЦЕВ

Геологический институт АН СССР, Москва, СССР

Б. ЛУВСАНДАНЗАН

Геологический институт АН МНР, Улан-Батор, МНР

М.С. НАГИБИНА

Геологический институт АН СССР, Москва, СССР

Не будет большим преувеличением сказать, что еще сравнительно недавно, т.е. примерно до 30-х годов текущего столетия, не только о геологическом строении, но даже и о географии Монголии известно было очень мало. О них существовали лишь разрозненные отрывочные сведения. Географически эта территория относилась к области Высокой Азии, а геологически — большей частью к "древнему темени Азии". В целом же Монголия оставалась "загадочной страной", или "Азией далекой и таинственной".

Естественно, что на таком фундаменте геолого-географических знаний сколько-нибудь правдоподобные тектонические построения были вряд ли возможны.

Однако начиная с 30-х годов наши представления о геологическом строении Монгольской Народной Республики стали быстро расширяться и меняться, сначала главным образом благодаря многочисленным работам, проведенным советскими и монгольскими исследователями, а позднее, с 60-х годов, и в результате геологических исследований, предпринятых специалистами других социалистических стран.

Огромный фактический материал, накопленный за этот промежуток времени, позволил составить первую обобщающую геологическую карту масштаба 1 : 1 500 000 для всей страны, площадь которой свыше 1 500 000 км². Эта карта, изданная в 1966 г. (2-е издание — в 1972 г.), послужила той базой, на которой в дальнейшем были созданы мелкомасштабные тектонические схемы, а в начале 70-х годов с учетом нового фактического материала советскими и монгольскими геологами была составлена Тектоническая карта МНР масштаба 1 : 1 500 000, изданная в 1978 г. На ней уже нашли отражение идеи новой глобальной тектоники плит, хотя карта построена в основном по историко-геологическому принципу. Этот принцип ранее применялся для построения тектонических карт СССР, Международной тектонической карты Европы, Тектонической карты Евразии и др. Конкретно в основу Тектонической карты МНР было положено выделение крупных структурно-формационных комплексов различного возраста, характеризующих определенные эпохи тектонических движений и формирования структур на территории Монголии. Все структуры и слагающие их комплексы пород разделены на карте на пять главнейших этапов: 1) структуры и формационные комплексы геосинклинального этапа развития; 2) структуры и формационные комплексы орогенного этапа; 3) структуры и формационные комплексы этапа мезозойской активизации (и ревивации); 4) структуры и формационные комплексы платформенного чехла; 5) структуры и формационные комплексы эпиплатформенной кайнозойской активизации (неотектонический этап развития).

Каждый из этапов расчленен на еще более дробные (возрастные и по составу пород) подразделения, позволяющие проследить всю историю развития и формирования той или иной крупной структуры (ее особенности и специфические черты). Не описывая здесь структурно-формационных подразделений в подробностях, что сделано в книге "Тектоника Монгольской Народной Республики" [29, с. 284], — подчеркнем лишь основное: на территории Монголии в любую геотектоническую эпоху четко прослеживаются две категории структурно-формационных комплексов, соответствующих двум типам геосинклинально-складчатых зон. К первому типу относятся зоны с широким развитием в них пород офиолитовой ассоциации (гипербазитов, габбро, подводных основных вулканитов, кремнисто-яшмовых пород и др.), они отвечают эвгесинклинальным складчатым зонам; ко второму типу — зоны, выполненные преимущественно терригенно-карбонатными породами, с подчиненным количеством сред-

них и кислых вулканитов, а также с широким развитием гранитоидов; они отнесены к наложенным геосинклинально-складчатым зонам. Указанные два типа геосинклинально-складчатых зон прослеживаются на территории Монголии во всех складчатых областях независимо от их возраста.

Отмеченные различия позволили авторам Тектонической карты МНР и монографии "Тектоника Монгольской Народной Республики" [29] сделать предположительные выводы о том, что "геосинклинальные зоны первого типа содержат в себе остатки океанической коры геологического прошлого... и структурно-формационные комплексы в них развивались на океанической коре, а геосинклинальные зоны второго типа закладывались и развивались на ранее консолидированных сооружениях, т.е. имеют, очевидно, континентальное подложение" (с. 10). Эти выводы в общем виде сохраняются до сих пор, однако вопрос об условиях проявления и залегания пород оphiолитовых комплексов в структурах земной коры, их участии в ее строении в свете новых данных требует уточнений, о чем будет сказано несколько ниже.

В целом складчатая структура Монголии, как это неоднократно отмечалось в ряде работ [29, 14, 11], принадлежит к числу гетерогенных многоэтапно деструктивно-дискретно формировавшихся складчатых систем, разнообразно и сложно построенных.

Для структур Монголии характерен ряд особенностей. Прежде всего отметим, что при их пересечении в меридиональном направлении — от Сибирской платформы к Китайской — происходит возрастная смена поясов складчатости: от более древних (позднедокембрийских) к более молодым (герцинским), хотя тектонические движения каждой эпохи захватывали всю ее территорию. Затем в складчатых структурах Монголии, особенно в ее Северном мегаблоке, в современном срезе чрезвычайно широко распространены магматические породы, главным образом интрузивные — гранитоидные. Последние, например в Хангае, а также на севере и западе Монголии, занимают местами более 50% площади, образуя почти сплошные "единые" поля. Недаром же еще в 30-х годах текущего столетия американские исследователи Ч. Беркли и Ф. Моррис выделили в Хангае "великий монгольский батолит". Правда позднее было установлено, что единого батолита здесь нет, а имеются многочисленные разновозрастные интрузии, последовательно внедрявшиеся друг в друга в различные геотектонические эпохи [29, 22, 30, 7]. Однако факт очень широкого развития интрузивного магmatизма в Монголии несомненен.

Далее особо следует подчеркнуть, что на домезозойскую складчатую структуру Монголии наложились интенсивные тектонические движения эпохи мезозойской активизации и неотектонические движения кайнозоя, расчленившие все складчатые системы, пояса и структуры на многочисленные блоки, часто находящиеся в сложных тектонических соотношениях друг с другом. Как правило, эти блоки ограничены разрывами. Вообще разрывы (или разломы) в структурах Монголии играют весьма существенную роль. Только по одним геологическим данным их установлено очень много, что и отображено на всех существующих геологических картах. В действительности же, если отдешифрировать аэрофотоснимки, проанализировать космические снимки и различные геофизические материалы, разломов окажется значительно больше. По существу, почти вся территория Монголии в настоящее время превращена в сплошную разновеликую блоковую структуру. Многие из выявленных разломов весьма протяженные, сопровождаются определенным набором формаций, заложились давно, развивались длительно и по всем признакам могут быть отнесены к категории глубинных [23]; другие имеют недавнее заложение и коровое происхождение. Впрочем, часто определить происхождение разломов, время и глубину их заложения просто невозможно.

Пространственная направленность разломов различная, но преобладают северо-западные, северо-восточные, субширотные и субмеридиональные. К зонам и узлам пересечения разломов нередко приурочены различные рудопроявления, что может указывать на повышенную их проницаемость. В целом можно сказать, что разломы (как одна из категорий гектонических структур) играли в истории формирования общей структуры Монголии на всех этапах ее развития огромную роль.

В настоящее время в Монголии выделяются следующие главнейшие этапы (эпохи) формирования структур: древнейший, архейско-протерозойский (дорифейский); позднепротерозойский (рифейский, гренвильльский, ассинтский); раннекаледонский (байкальский, салаирский, кадомский); каледонский (додевонский), или

раннепалеозойский; герцинский, или позднепалеозойский; этап мезозойской активизации и, наконец, неотектонический кайнозойский этап.

За это длительное время сформировалась сложная в современном срезе глыбово-складчатая структура, в которой выделяются тектонические формы разных рангов (складчатые системы, пояса, зоны, состоящие из антиклиниориев, синклиниориев, антиклиналей, синклиналей, грабенов, горстов, блоковых поднятий, мульд, сводов и т.д.), сочетающие в себе линейные и блоковые элементы. В целом в геологической истории от одного тектонического этапа к другому происходил необратимый процесс наращивания сиалической коры, заложившейся еще в раннем докембрии, и последующей, еще большей ее континентализации.

Рассмотрим несколько подробнее историю формирования структур по вышеуказанным этапам.

Дорифейский этап. Изучен пока слабо. Однако к настоящему времени выяснено, что глубоко метаморфизованные кристаллические породы этого этапа присутствуют во всех складчатых зонах Монголии — от рифеид до герцинид включительно — и являются породами основания как для позднепротерозойских структур, так и для фанерозойских [11, 21].

Дорифейские породы относятся к полиметаморфическим кристаллическим породам. Среди них в Монголии выделяются два комплекса (снизу вверх). Нижний комплекс, гнейсово-амфиболитовый, сложен в разных складчатых зонах разнородными породами — от преобладающе меланократовых (амфиболиты и амфиболовые сланцы по западной окраине Хангая), чередующихся с различными гнейсами, до преобладающие гнейсовых, в которых главенствующую роль играют двуслюдянные гранат-биотитовые, гранат-амфиболовые, силлиманит-кордиеритовые, гранат-ставролитовые и другие гнейсы и кристаллические сланцы (Гоби-Алтайский выступ ранних каледонид, метаморфиды юга Монголии и др.). Характерно, что в породах этого комплекса во многих местах присутствуют разновеликие будины гранулитов (двупироксеновых гнейсов) и чарнокитов. Таким образом, комплекс в целом оказывается полиметаморфическим, первоначально метаморфизованным в гранулитовой фации и ретрометаморфизованным в амфиболитовой фации [21]. Отметим, что гранулиты и другие породы гранито-гнейсового состава не только установлены в выступах пород докембрая, выходящих на поверхность, но также вынесены в виде ксенолитов наряду с мантийными включениями и мегакристами, молодыми (кайнозойскими) базальтами в Центральной (Тарятская впадина) и Юго-Восточной Монголии (плато Дариганга) [17, 5, 16, 6].

Верхний комплекс, сланцево-кварцито-карбонатный, в большинстве случаев тесно связан с нижележащим, от которого он трудно отделить. По составу в нем преобладают кварциты, в том числе железистые, и карбонаты (мраморы); кроме того, принимают участие кристаллические сланцы, различные гнейсы, амфиболиты, терригенные метаморфизованные породы. Чрезвычайно характерны крупные пачки графитизированных мраморов и железистых кварцитов. Породы комплекса, как и предыдущего, диафторированы, гранитизированы, мигматизированы, пронизаны в отдельных зонах многочисленными телами слюдоносных пегматитов и ортотектитов, включают серии параллельных даек основных пород, превращенных в амфиболиты (Южно-Гобийские метаморфиды в районе Цэл-сомона).

Кристаллические породы обоих комплексов особенно широко распространены в западной половине Монголии, но разрозненные выходы их имеются на востоке и юге. В целом они группируются в систему крупных массивов или блоковых поднятий, таких, как Тувино-Монгольский (лучше Саяно-Тувино-Монгольский), Северо- и Южно-Сонгинский, Тарбагатайский, Баян-Хонгорский (Байдарагинский), Гоби-Алтайский, Дарбинский, Цэльский, Бодончин-Уэнческий, Эрэн-Дабанский, Бутулин-Нурский и др.

Разобщенные в современной структуре более молодыми многочисленными интрузиями или толщами покрывающих пород на отдельные выступы, эти блоки пород докембрая первоначально, вероятно, представляли более крупные массивы древней сиалической коры, а с учетом выносов гранулитов и гнейсов кайнозойскими базальтами в других районах, остатков их в виде провесов кровли на палеозойских интрузиях эти массивы почти сливаются в единое поле (по крайней мере для Центральной и Северной Монголии), указывающее на то, что первичная сиалическая кора на большей, если не на всей, территории Монголии возникла еще в раннем докембре (позд-

ний архей—ранний протерозой). На докембрийский возраст описанных метаморфических комплексов указывает также их сопоставимость по степени метаморфизма, составу, условиям залегания и структурному положению с лучше изученными древними комплексами, развитыми на смежных территориях Советского Союза (в Юго-Восточной Туве, в Восточном Саяне, Прибайкалье и Забайкалье, на Алданском щите). Не противоречат этому заключению и существующие для них (правда, еще немногочисленные) радиологические датировки. Так, немецкие геологи Д. Андреас и К. Бухерт К-Аг-методом по флогопиту, взятыму из скарнированных мраморов верхнего комплекса Байдарагинского выступа, получили значение 1900 млн. лет. Повторные определения, проведенные тем же методом в лаборатории абсолютного возраста в Геологическом институте АН СССР для тех же пород из образцов, отобранных И.П. Палеем, дали 2600 млн. лет [14]. Последнее значение, очевидно, более близко к действительности, так как определения возраста по циркону (U-Pb-метод), произведенные в ГЕОХИ АН СССР Е.В. Бибиковой, для гнейсов тоналитового состава из байдарагинского комплекса дали значение древнее 2400 млн. лет (возможно, до 2800 млн. лет), а для чарнокитов из бумбугерского интрузивного комплекса (Баянхонгорская зона из района к западу от сомона Бумбугер) из коллекции Ф.П. Митрофанова получены определения 2400 млн. лет. Вообще мы должны подчеркнуть, что в строении древних комплексов интрузивные породы (тоналиты, или "серые гнейсы", гнейсо-граниты, мигматиты) играют в разных районах весьма существенную роль.

В последнее время в Монголии выявили группу автономных существенно анертозитовых плутонических ассоциаций, имеющих во всех случаях докембрийский возраст и обладающих специфическими формами проявления, составом и рудной специализацией.

Что касается тектонической структуры древних докембрийских комплексов, необходимо подчеркнуть, что наряду с крупными куполовидными структурами и хорошо прослеживаемыми складками (антиклиналями и синклиналями) с пологими и крутыми углами наклона слоев на крыльях в них наблюдаются пигматитовая складчатость, очень сложные мелкомасштабные складки и структуры течения вещества, столь характерные для пород докембрая вообще. В большинстве разрезов установлены различные виды структур и текстур сжатия (плойчатость, сдвиги, чешуи) и растяжения (сбросы, растянутые сдвиги, будинаж), в целом — все те структуры и текстуры, которые свойственны породам древнего докембрая вообще [26].

Как отмечено выше, выступов или блоков пород докембрая в Монголии достаточно много. Ориентировка этих блоков в современной структуре различная, однако преобладающие простирации наиболее крупных структур в них меридиональные или субмеридиональные (Прихусгуйе, Бутулин-нур, Хан-Хухэй, Дариби, Цэл-сомон и др.), не совпадающие с общей ориентировкой выступов в современной структуре Монголии. Это, очевидно, указывает на то, что разломы, ограничивающие в большинстве случаев выступы пород докембрая, являются по отношению к ним более молодыми и не связаны с докембрийской складчатостью.

Позднепротерозойский (рифейский) этап. Отделен от предыдущего и последующего этапов в большинстве районов перерывом, складчатостью и гранитообразованием. Этот этап охватывает промежуток времени от 1,7 до 0,9–0,8 млрд. лет, т.е. соответствует примерно раннему и среднему рифею, что подтверждается как данными абсолютного возраста, так и органическими остатками (водоросли, микрофитофоссилии), найденными в породах верхнепротерозойского комплекса. Комплекс сложен различного рода сланцами: кварц-серпент-хлоритовыми, кварц-эпидот-хлоритовыми, углисто-углеродистыми кварц-серпент-хлоритовыми, хлорит-актинолитовыми и другими, нередко с реликтами псаммитовых структур, а также такими же сланцами по эфузиям, рассланцованными и метаморфизованными песчаниками и метапелитами, реже амфиболитами, гнейсами, кварцитами и яшмо-кварцитами, мраморами и мраморовидными известняками. Таким образом, набор пород довольно разнообразный и соответственно метаморфизм — от филлитовой стадии до стадии эпидотовых амфиболитов, что зависит, вероятно, как от литологического состава пород, так и от наложенных процессов зонального метаморфизма.

В целом же породы данного комплекса метаморфизованы в фации зеленых сланцев и чаще всего объединяются под названием зеленосланцевых. Возраст их относительно точно определяется в пределах нижнего и среднего рифея (иногда рифей

вообще) на основании присутствия органических остатков и данных определений абсолютного возраста. Так, возраст гальки гранитов, взятой из базальных конгломератов дархатской серии, перекрывающей в Западной Прихубсугулье зеленосланцевый комплекс, определен К-Аг-методом в 828 млн. лет [13]; габбро из дайки, прорывающей ультрабазиты Алагульского массива (в свою очередь, прорывающих зеленые сланцы), имеют возраст по К-Ар 930 ± 60 млн. лет [25]; мигматиты, насыщающие зеленосланцевую толщу бассейна Керулен (на востоке Монголии), по данным венгерских геологов, имеют возраст 950–1058 млн. лет (Rb-Sr-метод), а пегматиты из метаморфических пород Средней Гоби, по данным Г.А. Шаткова, 970, 1050, 1100 млн. лет (U-Pb-метод) [3]. Попутно отметим, что интенсивное пегматитообразование в других зонах Монголии, как правило, связано с рифейским тектономагматическим этапом. Сравнительные данные, имеющиеся по смежным регионам СССР, также подтверждают рифейский возраст зеленосланцевого комплекса пород в целом.

В общем, подводя итог этому этапу развития структур, можно сказать, что их формирование было связано с заложением в начале неогея первых геосинклинальных прогибов (трогов) на созданном в дорифее супракrustальном основании, претерпевшем в это время значительное раздробление и, возможно, утонение в одних частях Монголии и наращивание гранитно-метаморфического слоя в других. Таким образом, из приведенного обзора вытекает, что рифейский этап развития и формирования геологических структур Монголии в целом имел конструктивно-деструктивный характер [12, 14, 3, 21, 10].

Раннекаледонский этап. Ознаменовался в северных районах Монголии и на смежных территориях СССР накоплением различных по составу пород, отвечающих верхнерифейско-среднекембрийскому времени. В Монголии ему соответствуют дархатская и хубсугульская серии, а в СССР на юге Сибири — сархойская и боксонская.

Дархатская (сархойская, дзабханская) серия залегает с тектоно-денудационным перерывом то на зеленосланцевом комплексе, то на еще более древних породах фундамента. Она представлена главным образом терригенно-обломочными и частично вулканогенными породами. Серия обычно начинается с базальных конгломератов, состоящих из гальки всех подстилающих пород, в том числе и гранитоидов, а выше сменяется кварцевыми, аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с линзами и пачками доломитов; в верхних частях разреза породы имеют пестроцветную окраску. Во многих районах внизу серии присутствуют вулканиты, среди которых преобладают кислые пестроцветные липариты, кварцевые порфиры и фельзитпорфиры, меньше — андезито-дациты. Общий облик всех пород серии эпиконтинентальный. Мощность ее меняется от сотен метров до 2–2,5 км; по латерали сильно меняется и состав пород, что в совокупности указывает на существование сложно расчлененного "преддархатского" рельефа и на весьма разнообразные условия седиментации пород серии. На основании найденных в серии строматолитов, онколитов, микрофитофоссилий ее возраст определяется как верхнерифейский.

Породы вышележащей хубсугульской (боксонской) серии или ее возрастных аналогов распространены широко. Они изменчивы как по объему, так и формационному составу; местами это венд–нижний (а иногда и средний) кембрий, местами — только нижний кембрий (разрезы по р. Керулен в районе сомона Идэрмэг в Восточной Монголии). Изучены вендско-кембрийские отложения достаточно хорошо [2, 12, 19]; кембрийские отложения Монголии стратиграфически расчленены на отделы, ярусы и горизонты. Среди вендско-кембрийских отложений Монголии в настоящее время выделяются следующие главнейшие формационные типы: 1) с вулканитами базальтового и андезит-дацитового состава и подчиненными им кремнисто-яшмовыми породами, горизонтами и линзами известняков; 2) терригенно-карбонатно-вулканогенный, в котором развиты примерно в равных соотношениях андезит-дацитовые вулканиты, терригенные песчанико-алевролитовые породы и известняки, и 3) существенно кремнисто-карбонатный. Последний тип отложений развит во всем Прихубсугулье, по западной окраине Хангая, во многих центральных и южных районах Монголии, а также на смежных территориях СССР (например, в Боксон-Сархойском районе Восточного Саяна). При этом первый формационный тип, очевидно, отвечает собственно эвгеосинклинальным зонам, второй — так называемым миктогеосинклиналям [27], третий — ближе всего стоит к миогеосинклиналям (в понимании Г. Штилле). Следует

отметить, что в первых двух зонах часто встречаются ультрабазиты. Пространственно между всеми этими типами формаций существует тесная связь [12].

В Прихусгугулье и Дархатской впадине карбонатный разрез вендско-кембрийских отложений достигает мощности 2–3 км и сложен главным образом текстурно различными известняками и доломитами, чередующимися с кремнями; к нижней части разреза (хусгугульская серия) приурочены пластовые фосфориты. Местами породы хусгугульской серии залегают с размывом на подстилающих, в том числе и на дархатских.

Породы обеих серий прорваны кембрийскими плагиогранитами, габбро-диоритами и габбро, девонскими субщелочными гранитами и каменноугольными нефелин-сиенитовыми интрузиями.

В некоторых районах вендско-кембрийские отложения несогласно перекрыты орогенными, образованиями, условно относящимися к верхнему кембрию—ордовику, представленными мощными сливными конгломератами, песчаниками, алевролитами (частью красноцветными) и другими породами молассовой формации.

Все описанные выше верхнерифейско-среднекембрийские комплексы мы рассматриваем как разнофациальные типы пород, отлагавшиеся в существенно различных частях чрезвычайно обширного (по размерам сравнимого с современными океанами) островного морского бассейна, простиравшегося далеко за пределы Монголии и Саяно-Алтайской области — в Центральный Казахстан, Северный Тянь-Шань, Западно-Сибирскую низменность, Забайкалье и Приморье. Этот геосинклинальный бассейн на севере и юге имел непосредственные связи с эпиконтинентальными морями, покрывавшими Сибирскую и Китайскую платформы, а также, как показывает анализ кембрийской трилобитовой и археоциатовой фауны, и с морями Северо-Американского континента. Однако этот бассейн в пределах Монголии не был аналогом современным бассейнам с океанским типом строения земной коры, так как установлено, что на большей части территории Монголии к этому времени существовала уже сиалическая кора. Это был, как мы уже отмечали, обширнейший морской бассейн с различными глубинами и типами пород, с прекрасно развитыми шельфовыми зонами и континентальным склоном, с архипелагами и цепями островов, сложенными как более древними породами основания, так и синхронными (вендско-кембрийскими) вулканитами; последние в большинстве случаев носили подводный характер; на островах такого типа позднее, но также еще в раннем кембрии возникали рифовые постройки (археоциатовые и водорослевые рифы), а около них — конгломераты подножий.

В целом позднерифейско-кембрийский этап формирования складчатой структуры является новым деструктивно-конструктивным этапом. В зонах преобладающего растяжения возникли эвгеосинклинальные прогибы, в которых значительную роль играют вулканогенные породы основного и среднего состава. Одним из примеров таких прогибов является в Монголии так называемая Озерная складчатая зона, по восточной окраине которой широко развиты ультрабазиты. При изучении последних установлено, что гипербазитовые массивы имеются во всех складчатых системах Монголии, однако масштабы их проявлений и структурное положение в разновозрастных зонах различны. Наиболее широко они развиты в структурах раннекаледонского этапа. В целом количество ультраосновных массивов в Монголии, группирующихся в отдельные пояса, настолько велико, что можно говорить о существовании самостоятельной Монгольской гипербазитовой провинции, по своим масштабам и насыщенности гипербазитами не уступающей гипербазитовой провинции областей юга Сибири.

Гипербазиты Монголии представлены главным образом перидотитами, среди которых преобладают гарцбургиты, в меньшей степени — лерцолиты, еще меньше — верлиты.

Структурное положение гипербазитов сложное и в разных по возрасту складчатых системах различное. Будучи породами океанического ложа, они, однако, оторваны в Монголии от других членов офиолитовой ассоциации перерывом. В Монголии, особенно в зоне ранних каледонид, гипербазиты, как правило, не сопровождаются другими членами офиолитовой триады, а часто оказываются окруженными породами сиалического ложа (метаморфизованными и гранитизированными породами докембра) или разновозрастными гранитами, вулканитами, карбонатами и другими породами. Все это указывает на самостоятельность комплекса пород ультрабазитов и независимость их от остальных членов офиолитовой триады. В современной складчатой структуре Монголии они залегают в виде интрузий, протрузий и тектонических тел.

Появление их в разновозрастных складчатых структурах, вероятно, связано с раздроблением и растяжением на разных этапах сиалического основания, подъемом подкорового магматического материала к поверхности по глубинным разломам в зонах первично-геосинклинальных рифтогенных структур, последующим сжатием и складчатостью [12, 14, 24]. В зонах проявления ультрабазитовых массивов, как правило, наблюдаются сложные тектонические структуры, вплоть до образования локальных шарьяжей и серпентинитового меланжа (хребты Дзолен, Северей, Гурван-Сайхан, Дариби и др.) [15, 24, 18].

Каледонский, или раннепалеозойский, этап. Этот этап, так же как и предыдущий, в целом можно назвать аккреционно-деструктивным, подчеркнув тем самым процессы наращивания и разрушения континентальной коры. Тектонические структуры этого этапа наиболее ярко отражены на западе Монголии, где они географически совпадают с высокогорной системой Монгольского Алтая.

Для этого этапа чрезвычайно характерно очень широкое развитие мощных сложно дислоцированных и слабо метаморфизованных (до стадии хлорит-серцицитовых сланцев) однообразных песчано-алеврито-сланцевых пород, известных аналогов горноалтайской серии, развитой в советском Горном Алтае, условно средне-верхнекембрийского возраста. Внутри этой серии в узких тектонических клиньях залегают вулканогенные зеленокаменные породы с мелкими телами серпентинизированных гипербазитов, габброидов и плагиогранитов, по-видимому, одновременные с соответствующими породами позднего докембрая—раннего кембрая Озерной эвгеосинклинальной зоны.

В восточной части Монгольского Алтая — в Ачитнурском и Тонхильском синклиниориях — на горноалтайской серии с перерывом залегают песчано-алевролитовые породы ордовик-нижнесилурского возраста, богато охарактеризованные фауной. Местами в них имеются эфузивы среднего и основного состава. Этот комплекс также претерпел сложные (додевонские) дислокации. Системой глубинных разломов субмеридионального и северо-западного простирания складчатая структура Монгольского Алтая расчленена на Алтайскую, Хархиринскую и Цаганшибетинскую зоны, несколько различно построенные.

На складчатые структуры каледонского возраста наложились своеобразные моно-геосинклинальные структуры герцинского этапа развития типа Дельюно-Юстыдского и Ачит-Нурского прогибов, выполненные мощными толщами флишоидных пород средне- и верхнедевонского возраста. С этим этапом связано формирование широко распространенных девонских гранитоидных пород аляскит-гранитной формации.

С начала карбона Монгольский Алтай вступает в позднеорогенную стадию, во время которой сформировался ряд наложенных владин, выполненных красноцветной и угленосной молассой. Гранитоидный магматизм этой стадии представлен небольшими телами позднекаменноугольных адамелитов и еще более мелкими массивами пермских лейкогранитов.

Таким образом, в целом каледонский блок Монгольского Алтая можно представить как более длительно развивавшийся по сравнению с Озерной раннекаледонской зоной нижнепалеозойский геосинклинальный прогиб.

В результате позднекаледонских движений западная часть Монголии причленилась к раннекаледонским структурам, расположенным восточнее, спаяв их в единый огромный блок Северной Монголии с хорошо развитой континентальной корой.

Герцинский этап. Тектоническими движениями этого этапа была охвачена вся территория страны, однако проявились они в различных частях по-разному. На юге Монголии обособилась зона прогибов, выполненных типичными геосинклинальными, различными по составу структурно-формационными комплексами, впоследствии превратившимися в складчатый пояс герцинид. Этот пояс вытянут в субширотном направлении на несколько тысяч километров — от восточных границ Монголии до западных, где он накладывается на субмеридиональные каледонские структуры Монгольского Алтая. Западнее пояс продолжается в Китае, а еще западнее — в пределах СССР — в герцинских структурах Северного Тянь-Шаня.

Отличительными чертами строения южномонгольских герцинид являются, во-первых, ограниченность выходов на поверхность внутри пояса пород древнего основания, за исключением пограничной между Северным и Южным блоками протяженной полосы древних метаморфид; во-вторых, широкое развитие эвгеосинклинальных комплек-

сов пород силурийско-девонского возраста, включающих зеленокаменно-измененные вулканиты спилит-диабазового состава, кремнисто-сланцевые породы и яшмы; мощные толщи карбонатов; наличие разрозненных тел ультрабазитов и габбро; в-третьих, линейно-блочный стиль дислокаций, сопровождаемый в хребтах Гурван-Сайхан, Дзолен, Северей крутыми надвигами и локальными шарьяжами, а также развитием серпентинитового меланжа. Кроме того, в некоторых зонах южномонгольских герцинайд широко развиты также вулканогенно-терригенно-карбонатные породы, более характерные для переходных стадий развития геосинклиналей. Среди вулкано-плутонических образований в этом складчатом поясе наиболее широко развиты породы известково-щелочного ряда.

В Северном континентальном мегаблоке Монголии, отделенном от Южного Главным Монгольским линеаментом, на раннекаледонском и более древнем основании в герцинскую эпоху сформировались особого рода наложенные структуры — так называемые моногеосинклинали или терригенные геосинклинали [8, 29]. Типичными примерами их являются Хангайский и Хэнтэйский синклиниории, выполненные преимущественно кремнисто-терригенно-сланцевыми породами девона и карбона. Инициальный (подводный) основной вулканизм в них отсутствует, так же как в выше-писанном Делюно-Юстыдском прогибе в Монгольском Алтае. В то же время завершающие геосинклинальное развитие орогенные формации как в структурах Южно-Монгольского пояса, так и на севере начали формироваться примерно в одно и то же время, начиная с позднего палеозоя. С этого времени вся территория Монголии, за исключением, может быть, самой южной Солонкерской зоны, превратилась в континент с хорошо развитым гранитно-метаморфическим слоем.

Инtrузивные породы орогенной стадии герцинского этапа выходят далеко за пределы вышеописанных геосинклинальных структур. Они размещаются преимущественно в структурах обрамления или в зонах поднятий, разделявших герцинские прогибы. Что же касается вулканогенных формаций, сложенных на ранних этапах дифференцированными дацит-риолитовыми и базальт-андезитовыми породами известково-щелочного ряда нормальной и повышенной щелочности, а на поздних — трахибазальт-трахириолит-комендитовыми породами контрастной серии, то они тяготеют к рифтовым и рифтогенным структурам этого континента.

Позднепалеозойским этапом закончилось формирование складчатой структуры страны. Дальнейшая ее переработка и усложнение строения связаны с тектоническими движениями этапа мезозойской активизации, охватившего огромные территории Азии, и с неотектоническими движениями, происходившими с конца неогена и в четвертичном периоде.

Этап мезозойской тектономагматической активизации. Особенностью геологического развития территории Монголии в мезозое является полное господство континентального осадконакопления. За исключением узкой зоны на северо-востоке Монголии, где в триасе возник морской Джаргалантунгольский прогиб, являющийся западным "аппендиксом" мезозойского Монголо-Охотского прогиба, на территории Монголии мезозойских морских отложений неизвестно. Континентальные отложения мезозоя здесь представлены чрезвычайно пестрым набором осадочных, вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, группирующихся в молассовые и молассоидные формации. С мезозойскими тектоническими движениями связано и широкое развитие на территории Монголии, особенно в ее восточной части, мезозойских гранитоидов, которые на основании вещественного состава и металлогенической специализации разделены на пять геохимических типов. По преобладающему типу пород — осадочных, вулканогенно-осадочных и плутонических в тех или иных мезозойских структурах — они разделены М.С. Нагибиной [20] на структуры активизации — амагматические и структуры ревивации — насыщенные магматизмом. Эти структуры полностью укладываются в широкий класс структур, выделяемых китайскими геологами под названием "дива-структур".

По времени образования мезозойские структуры Монголии распадаются на три этапа: раннемезозойский, охватывающий триас, раннюю и среднюю юру; позднемезозойский — позднюю юру—ранний мел и платформенного чехла — с позднего мела. Магматические породы различного состава приурочены к первым двум этапам, со структурами и породами которых связана специфическая металлогенетика.

Общий характер тектонических движений в мезозое был глыбовым; эти движения

привели к формированию крупных сводовых поднятий и асимметричных впадин и прогибов, выполненных вулканогенно-осадочными породами.

В неотектонический (кайнозойский) этап развития накапливались наземные породы, состоящие из осадочных образований и щелочных базальтоидов, занимающих большие территории в Центральной Монголии (меридиональная зона в Хангае) и на юго-востоке (плато Дариганга).

Подводя итог истории тектонического развития и формирования складчатых структур на территории Монголии за все известное нам геологическое время, начиная с позднего архея (?) и кончая современным этапом, мы должны еще раз подчеркнуть, что процесс их созидания был длительным, многоэтапным, прерывистым, необратимым, направленным от одного тектонического этапа к другому в сторону сокращения и пространственного перемещения геосинклинальных поясов, увеличения континентальной седиментации и континентализации территории в целом, общего нарашивания гранитно-метаморфического слоя. Однако конструктивный процесс созидания континентальной коры, в первичном виде созданной еще в дорифейское время, в последующем — в рифее и на всем протяжении фанерозоя — неоднократно нарушался процессом деструкции, что и приводило в геологическом прошлом в отдельных регионах и структурах к появлению пород океанического ложа.

Процессы деструкции впервые в геологической истории Монголии достаточно четко фиксируются уже в рифейский этап формирования складчатых структур. Что же касается дорифея, то можно предполагать, что деструктивные процессы в это время проявлялись слабо или отсутствовали ввиду того, что "непосредственный, обширный и постоянный обмен веществом между земной корой и мантией в раннем докембрии был, видимо, затруднен из-за повышенной пластичности сиалической литосферы" [21, с. 144].

Деструктивные процессы неоднократно приводили к разрушению сплошности ранее сформированной сиалической коры и к возникновению условий, способствовавших созданию очень сложной современной тектонической структуры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алтухов Е.Н., Зайцев Н.С. Докембрий юга Сибири и севера Монголии: Проблемы корреляции. — Бюл. МОИП. Отд. геологии, 1979, т. 54, вып. 4, с. 35–48.
2. Благонравов В.А., Зайцев Н.С., Коробов М.Н., Покровская Н.В. Первые нижнекембрийские трилобиты Монголии. — Докл. АН СССР, 1971, т. 199, № 6, с. 1371–1374.
3. Благонравов В.А., Зайцев Н.С., Лхасурен Б. и др. Докембрейские комплексы Северной Монголии — образования ранних стадий формирования континентальной земной коры. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977, с. 18–26.
4. Гаврилова С.П., Зайцев Н.С., Паевлов В.А., Яшина Р.М. Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии. М.: Наука, 1975. 285 с.
5. Геншафт Ю.С., Зайцев Н.С., Салтыковский А.Я. Строение глубинных зон и базальтовый вулканизм Монголии. — Геотектоника, 1978, № 5, с. 105–115.
6. Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я., Дащевская Д.М. Включения гранатшпинелевых перцолитов в кайнозойских базальтоидах Монголии. — Докл. АН СССР, 1981, т. 260, № 6, с. 1461–1465.
7. Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979. 234 с.
8. Дергунов А.Б., Зайцев Н.С., Моссаковский А.А. и др. Герциниды Монголии и проблема Палеотетиса. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 97–121.
9. Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б., Павленко В.С. Геология Западной Монголии. М.: Наука, 1980. 229 с.
10. Дергунов А.Б., Херасков Н.Н. Конструктивные и деструктивные процессы при формировании земной коры в Алтае-Саянской области и Западной Монголии. — Геотектоника, 1982, № 6, с. 97–111.
11. Зайцев Н.С. Основные черты геологии Северной Монголии и Южной Сибири. — В кн.: Геология месторождений фосфоритов и проблемы фосфоритообразования. Новосибирск, 1982, с. 66–78.
12. Зайцев Н.С., Благонравов В.А., Бямба Ж. Формационная характеристика раннекаледонских структур Северной Монголии. — Бюл. МОИП. Отд. геологии, 1974, т. 49, № 4, с. 57–69.
13. Зайцев Н.С., Ильин А.В. Тектоника Прихубсугульского прогиба (МНР). — Геотектоника, 1970, № 5, с. 3–11.
14. Зайцев Н.С., Лувсанданзан Б. Основные вопросы геологического строения и структуры Монголии. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977, с. 31–75.
15. Зоненшайн Л.П. Офиолиты Монголии. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977, с. 17–31.
16. Кележинская В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 312 с.
17. Кележинская В.В., Зайцев Н.С., Лучицкий И.В. и др. Основание континентальной

- коры Монголии по гранулитовым ксенолитам. — Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 2, с. 451–454.
18. Леснов Ф.П., Агафонов Л.В., Ступаков С.И. и др. Вопросы геологии, петрографии и рудоносности Северо-Гобийского гипербазитового пояса. — Геология и геофизика, 1982, № 11, с. 3–11.
 19. Маркова Н.Г., Коробов М.Н., Журавлева З.А. К вопросу о венд-кембрийских отложениях юго-западной Монголии. — Бюл. МОИП. Отд. геологии, 1972, т. 47, вып. 1, с. 11–18.
 20. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. 308 с.
 21. Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Палей И.П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1981. 153 с.
 22. Павленко А.С., Филиппов Л.В., Орлова Л.П. Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1974. 248 с.
 23. Пейве А.В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 5, с. 3–21.
 24. Пинус Г.В. О взаимоотношении габброидов и гипербазитов в оphiолитовых сериях. — Геология и геофизика, 1974, № 5, с. 139–143.
 25. Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Зайцев Н.С., Баярхуу Ж. Докембрийские диаспоровые бокситы Монголии. Новосибирск: Наука, 1981. 96 с.
 26. Плотников Л.М. Атлас тектонических текстур метаморфизованных осадочных пород. Л.: Недра, 1980.
 27. Пущаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.
 28. Тектоника Евразии: Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии м-ба 1:5 000 000. М.: Наука, 1966. 46 / с.
 29. Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. 284 с.
 30. Федорова М.Е. Геологическое положение и петрология гранитоидов Хангайского нагорья. М.: Наука, 1977. 149 с.

УДК 551.243 (4/5)

СИСТЕМЫ АКТИВНЫХ ЛИНЕАМЕНТОВ ЕВРАЗИИ ПО ДАННЫМ ДЕШИФРИРОВАНИЯ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ

В.А. БУШ

Всесоюзный научно-исследовательский институт геологии
зарубежных стран объединения "Зарубежгеология"
Министерства геологии СССР, Москва, СССР

В.Г. ТРИФОНОВ

Геологический институт АН СССР, Москва, СССР

С.С. ШУЛЬЦ (мл.)

Всесоюзный геологический институт Министерства геологии СССР,
Ленинград, СССР

Представления о линейных структурах, пересекающих целые континенты, вдоль которых группируются линейно ориентированные формы рельефа и ландшафта, разрывные и складчатые дислокации, начали формироваться уже на первых этапах становления научной геологии в трудах А. Гумбольдта, Л. фон Буха, К. Риттера; они активно развивались Л. Эли-де-Бомоном, а позже — К. Рихтгофеном и У. Хоббсом. У. Хоббс назвал такие структуры линеаментами и показал, что во многих районах Америки и Европы они образуют закономерно ориентированные системы и сетки, часто имеющие ортогональные (север–юг, запад–восток) простирации.

В 1930–1950-х годах многими европейскими геологами (Г. Штилле, Н.С. Шатский) линеаменты интерпретировались с сугубо фиксистских позиций. Но позже именно изучение линеаментных сетей и линейных форм рельефа как на континентах, так и в пределах ложа океанов сыграло большую роль в становлении теории тектоники плит и учения о трансформных разломах и помогло понять кинематику межплитных и внутриплитных движений. Огромная роль систем линеаментов как важнейших структур литосферы Земли стала особенно очевидной после появления глобальных и региональных космических снимков Земли, на которых линеаментная сеть выражена с удивительной четкостью и которые впервые позволили с достаточной детальностью установить закономерности строения этой сети для большинства земных материков.

Линеаменты Земли — эти линии максимальной геодинамической активности, силовые линии полей земных напряжений. Они не всегда представляют собой разломы или

видимые разрывы. Иногда это зоны повышенной проницаемости земной коры, маркируемые растительностью, обводненностью, оптимальными значениями теплового потока, идущего из глубин. Их изучение чрезвычайно важно для понимания структуры каркаса земной литосферы и выявления степени подвижности литосферных блоков.

Для выяснения природы и роли линеаментной сети в континентальных структурах нами были изучены по материалам сверхмелкомасштабных космических съемок ("Метеор", "Нимбус", ESSA) системы линеаментов Евразиатского континента, проанализированы данные об их строении, времени заложения и истории развития, особенно на современном тектоническом этапе.

Проведенный анализ показал, что по отношению к главнейшим структурам литосферы линеаменты можно разделить на три группы: межплитные, активные внутриплитные и пассивные внутриплитные. Межплитные и активные внутриплитные линеаменты в пределах континентов часто представляют собой прямые продолжения в континентальных структурах трансформных разломов коры океанов; в других случаях они отражают простирации систем внутриконтинентальных рифтовых зон и зон растяжения; наконец, в районах зон субдукции они, как правило, образуют тектонопары, включающие линии крупных сдвигов (типа тоналитовой линии Альп) и извилистый внешний фронт шарьяжей, выдавленных при столкновении блоков литосферы. Такие тектонопары установлены в Альпах, Карпатах, Динаридах, дуге Эллинид, Тавре, Загросе, в Гималаях.

Если системы линеаментов над полого наклоненными под континентальные окраины зонами субдукции нередко образуют сложно ориентированные дуговые структуры (как, например, на востоке и юго-востоке Азии), то межплитные и внутриплитные линеаменты трансформного типа, напротив, образуют геометрически строгую сеть, расположенную закономерно по отношению к оси вращения Земли, на что указывали Р. Зондер, С.С. Шульц (ст.), Г.Н. Каттерфельд и другие исследователи. Такие линеаменты могут быть отнесены к планетарным или регматическим структурам.

Массовые замеры линеаментов на космических снимках Земли и построенные по ним розы и векторные диаграммы показывают, что для Евразии, как и для других материков, при значительном количестве замеров и их статистической обработке наиболее отчетливые пики на розах и векторных диаграммах ориентировок линеаментов приходятся на азимуты простираций: СВ 45° , СЗ 315° , С 0° и В 90° . Таким образом, линеаменты Евразии образуют две сопряженные системы — ортогональную и диагональную, отраженные на рис. 1 (см. вкл.). Краткие их характеристики приведены в таблице.

Ортогональная система состоит из меридиональных и широтных структур. Мегалинеаменты меридиональной подсистемы сходятся к северу и расходятся к экватору, располагаясь через $6-10^{\circ}$. Эта сеть — постоянная для всего Евразиатского мегаблока. Два линеамента этой подсистемы — Урало-Оманский и Верхояно-Марианский — при надлежат к рангу глобальных структур, пересекающих две или более границы литосферных плит. Мегалинеаменты широтной подсистемы наиболее характерны для севера и востока континента, где они отстоят друг от друга на $800-1000$ км. Структур глобального ранга среди них нет. Линеаменты ортогональной системы представляют собой следы плоскостей, секущих земной шар вдоль оси его вращения или перпендикулярно к ней.

К диагональной системе относятся линеаменты трех подсистем: северо-западной, северо-восточной и наклонной. Наиболее распространены в восточной половине северного полушария линеаменты северо-западной подсистемы, среди которых Баренцево-морско-Тайваньский линеамент относится к числу глобальных, протягиваясь в Тихом океане вплоть до разлома Челленджер и пересекая, таким образом, Евразиатскую и Западно-Тихоокеанскую литосферные плиты. Линеаменты северо-восточной подсистемы распространены в этой части земного шара реже, и глобальных структур среди них нет. Линеаменты обеих подсистем по мере их прослеживания к северу сближаются. Вблизи широты 70° они затухают и в циркумполярной области не прослеживаются в противоположность меридиональным структурам, некоторые из которых доходят до полюса.

Впервые устанавливается третья, наклонная подсистема диагональной системы. Ее линеаменты имеют дугообразную конфигурацию на лике Земли и по мере прослеживания их к северу склоняются к широтному направлению, а затем плавно поворачиваются.

Некоторые характеристики трансконтинентальных линеаментов Евразии

Название и синонимы	Номер на рис. 1	Длина, км	Кинематическая характеристика
М е р и ди о наль на я п од сист е ма			
Средиземное море—Мьеса (линия Штилле)	1	Более 3500	Раздвиг
Шпицберген—Вардар	2	5 550	Сдвиг (на севере — левый, на юге — правый), сжатие
Лапландско-Нильский	3	6 500	Сдвиг, сжатие
Транскавказский (линия Шатского)	4	5 000	Сброс
Урало-Оманский	5	15 000	Разнородная
Карско-Джеламский (Гыдано—Омский, Центрально-Казахстанский, Индо-Памирский)	6	10 000	Сдвиг (левый, правый), на севере — раздвиг
Енисейско-Салуэнский	7	9 000	Сдвиг (правый)?
Сотого меридиана (Енисейско-Иркутский)	8	7 500	?
Мирненский	9	8 000	Сдвиг
Сулавеси	10	7 000	"
Верхояно-Марианский	11	18 000	?
Омолонский	12	4 000	Сброс
Чаунско-Олюторский	13	7 500	Сдвиг?
Врангелевский	14	5 000	?
Ш и рот на я п од сист е ма			
Полоусненко-Воркутинский	15	7 500	?
Корякско-Ухтинский	16	7 500	?
Охотско-Московский (Куршско-Красноуфимский)	17	9 500	?
Иньянско-Чуйский (Главный широтный Трансевразиатский)	18	9 000	Разнородная
Гиндукушско-Цинлиньский	19	7 500	Сброс
Ява—Флорес	20	7 000	?
С е в е р о -з а п а д на я п од сист е ма			
Красноморско-Боденский	21	9 000	Разнородная
Эльбско-Загросский (Британо-Подольский)	22	10 000	"
Нарвско-Амударинский	23	5500	Раздвиг
Баренцевоморско-Тайваньский (Нордкап—Тиман, Кольско-Зайсанский)	25	25 000	Сдвиг
Турано-Гималайский	24	4500	"
Пайхайско-Корейский	26	6000	"
Североземельско-Алеутский	27	5500	Сбросо-сдвиг
С е в е р о -в о с т о ч на я п од сист е ма			
Болеарско-Котласский (Волынско-Котлаский)	28	6300	Раздвиг
Атласско-Азовский	29	4500	Сжатие, сдвиг
Алтынташско-Охотский	30	8500	"
Катазиатский	31	7800	Сброс
Калимантан-Бонин	32	10 000	?
Н а к л о н на я п од сист е ма			
Линия Карпинского	33	7500	Сброс
Свердловско-Иртышский	34	3500	?
Пальмиро-Барабинский (Пальмиро-Апшеронский)	35	11 000	Сброс
Таймыро-Чукотский	36	6000	?

чиваются в южные румбы. Они представляют собой следы плоскостей, секущих земной шар наклонно к оси его вращения, причем угол наклона плоскости, очевидно, определяется географической широтой широтного отрезка линеамента: $50-55^{\circ}$ для линии Карпинского и Пальмиро-Барабинского линеамента, около 70° для Таймыр-Чукотского линеамента.

Суммируя изложенное, мы приходим к выводу, что крупнейшие линеаменты трансконтинентального ранга протяженностью во многие тысячи километров и шириной от первых десятков до $200-300$ км — это реально существующие геологические структуры, на многих своих отрезках подтверждаемые данными геологического картирования и геофизических зондирований. Все они активно развиваются в неогене и антропогене, что обеспечивает отчетливое проявление их в рельефе и на космических снимках. Каким же образом жестко фиксированные линеаменты взаимосвязаны с латеральными перемещениями блоковых структур — литосферных плит и микроплит?

В целях выяснения этого вопроса для хорошо изученной западной части Средиземноморского пояса была проведена палинспастическая реконструкция на основе опубликованных палеомагнитных построений, откорректированных по данным структурного дешифрирования космических снимков, в ходе которого выявлялись крупные сдвиги, шарьяжные комплексы, контуры микроплит срединных массивов, сутурные линии микроплит и др. Полученные результаты, отраженные на рис. 2, свидетельствуют об общем сокращении ширины альпийского пояса на $750-1000$ км с поворотами отдельных микроплит на угол $35-45^{\circ}$, что хорошо совпадает с данными палеомагнитных исследований.

Трансконтинентальные линеаменты запада Средиземноморского пояса обуславливают расчленение его на области, внутри которых векторы горизонтальных перемещений относительно выдержаны, постоянны. Так, между Атласско-Азовским и Красноморско-Боденским линеаментами происходит перемещение микроплит на восток на $300-500$ км с поворотом против часовой стрелки. Для территории между Красноморско-Боденским и Эльбско-Загорским линеаментами характерно смещение микроплит к северо-западу с затухающей от 750 до 300 км амплитудой; области между Эльбско-Загорским и Черноморско-Эльбурским линеаментами свойственны перемещения на северо-запад и т. д. Наконец, многие из линеаментов определяют положение как краев литосферных плит и микроплит до начала их перемещения, так и место столкновения. Линеаменты образуют своеобразные "рельсы", вдоль которых движутся микроплиты, или подобие "шлагбаумов", определяющих столкновение микроплит с разным направлением движения. Таким образом, горизонтальные перемещения не могут осуществляться совершенно свободно, но предопределены и регулируются системой планетарных структур, реализующихся чаще всего во взаимоотношениях микроплит и "внутриплитной" текtonики.

Линеаменты планетарной сети сохраняют свое фиксированное положение и "просвечивают" из-под перемещающихся над ними плит и блоков. Так, линеаменты Шпицберген-Вардар "просвечивают" из-под Паннонской микроплиты, занявшей новое положение. Точно так же линеаменты, проходящие в Индостан с Евразиатской плиты и заложенные в той области литосфера, на которую ныне надвинулся континентальный блок Индостана, обнаруживаются только на космических снимках и не имеют значительного тектонического выражения. К настоящему времени они успели лишь пробить верхи литосферы системами тектонических трещин, но не оказали еще заметного влияния на распределение фаций и мощностей платформенного чехла и его структуру. Кроме того, линеамент Нармада-Сон ныне срезан, подобно шляпке гриба, и оторван от старых корней и поэтому не имеет продолжения ни к западу, в область новообразованной океанической коры, ни к востоку, в складчатые цепи юго-востока Азии.

Таким образом, существование планетарной сети ортогонально ориентированных линеаментов не только не противоречит крупномасштабным тангенциальным перемещениям вещества внешних земных оболочек, но неразрывно связано с ними. Ортогональность каркасной линеаментной сети Евразии и других материков отражает нестабильность, а высокую мобильность вещества мантии, перемещающегося со скоростями значительно большими, чем верхние части литосферных плит. Скорость движения вещества с глубиной не уменьшается, а увеличивается; и именно это объясняет строгую коррелированность ориентировки глубинных линеаментных зон с сеткой современных географических координат. Как показывает изучение гляциоизостатических движений

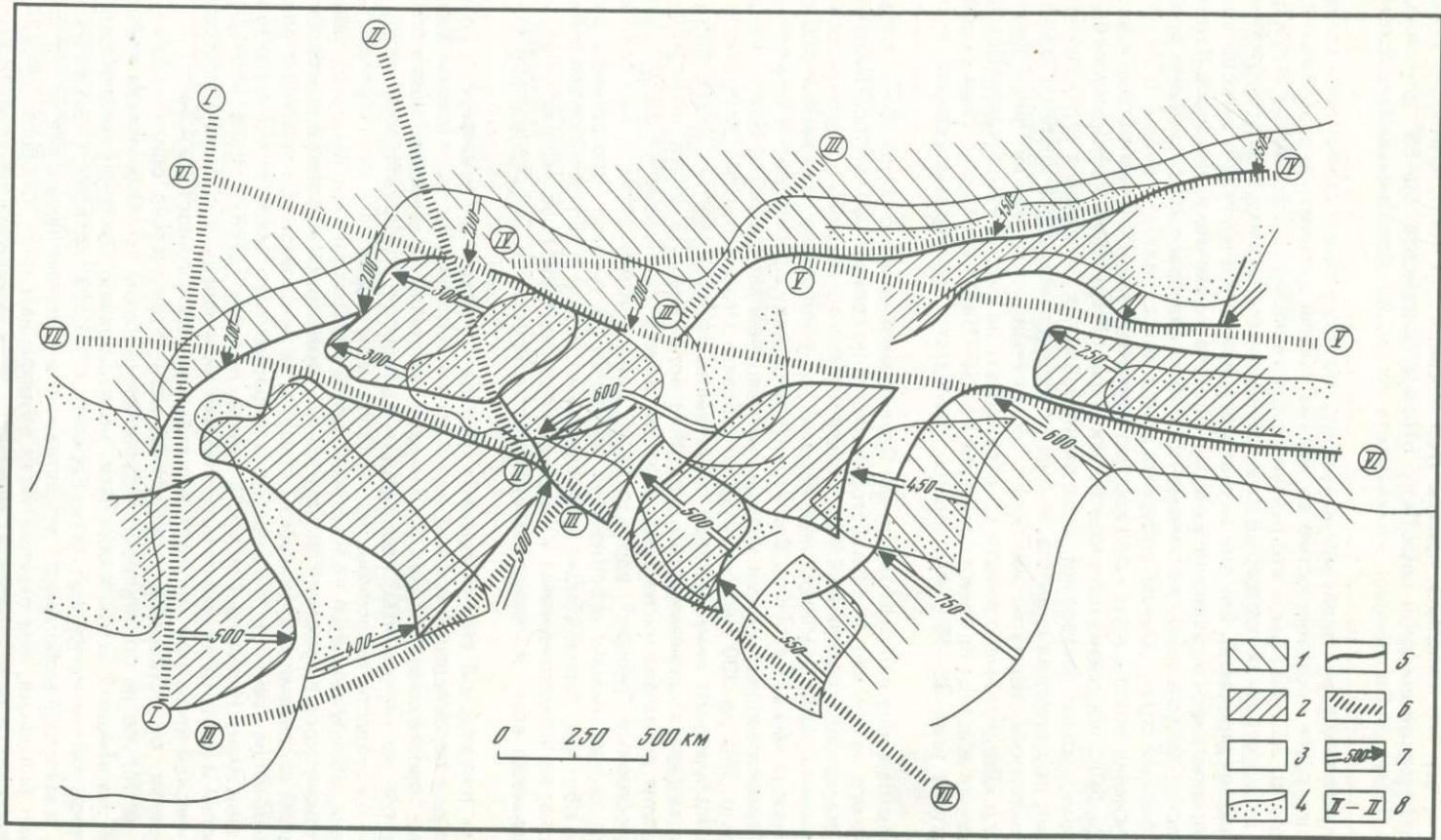


Рис. 2. Векторы горизонтальных перемещений микроплит в западной части Средиземноморского пояса

1 – доальпийская континентальная кора платформ Евразиатского и Гондванского материковых мегаблоков в ее современном положении; 2 – микроплиты доальпийской континентальной коры пояса Тетис в современном положении; 3 – новообразованная в альпийском этапе кора в современном положении; 4 – положение микроплит доальпийской коры пояса Тетис до начала горизонтальных перемещений; 5 – современное положение краев плит и микроплит доальпийской континентальной коры; 6 – трансконтинентальные линеаменты; 7 – векторы горизонтальных перемещений опорных точек краев плит и микроплит, км; 8 – основные линеаменты: I – Средиземное море – Мьёса (линия Штилле), II – Шпицберген – Вардар, III – Атласско-Азовский, IV – Кавказско-Копетдагский, V – Черноморско-Эльбурский, VI – Эльбасско-Загросский, VII – Красноморско-Боденский

на территории Балтийского и Канадского щитов, произошедших после отступания вюрмских ледников, вещество нижних горизонтов литосферы и астеносфера должна было перемещаться, подтекая под поднимающиеся участки Фенноскандии и Канадского щита со скоростями, составляющими десятки метров в год [1]. Очевидно, что при такой быстроте перемещений подкорового вещества система глубинных линеаментов отражает динамику новейших тектонических процессов голоценена. Следует обратить внимание, что сказанное относится к самым жестким участкам древней континентальной литосферы, обычно в наименьшей степени преобразуемым активными тектоническими деформациями.

Картирование систем линеаментов в подвижных областях континентов позволяет изучить закономерно ориентированные относительно оси вращения Земли движения литосферных блоков, чаще всего от экватора к полярным областям. Для изучения этих движений космические снимки дают богатую информацию. На них различаются раздвиговые зоны, крупные левые и правые сдвиги, области скучивания литосферных масс поддвигового и складчато-наддвигового типов; видны соотношения этих структурных элементов.

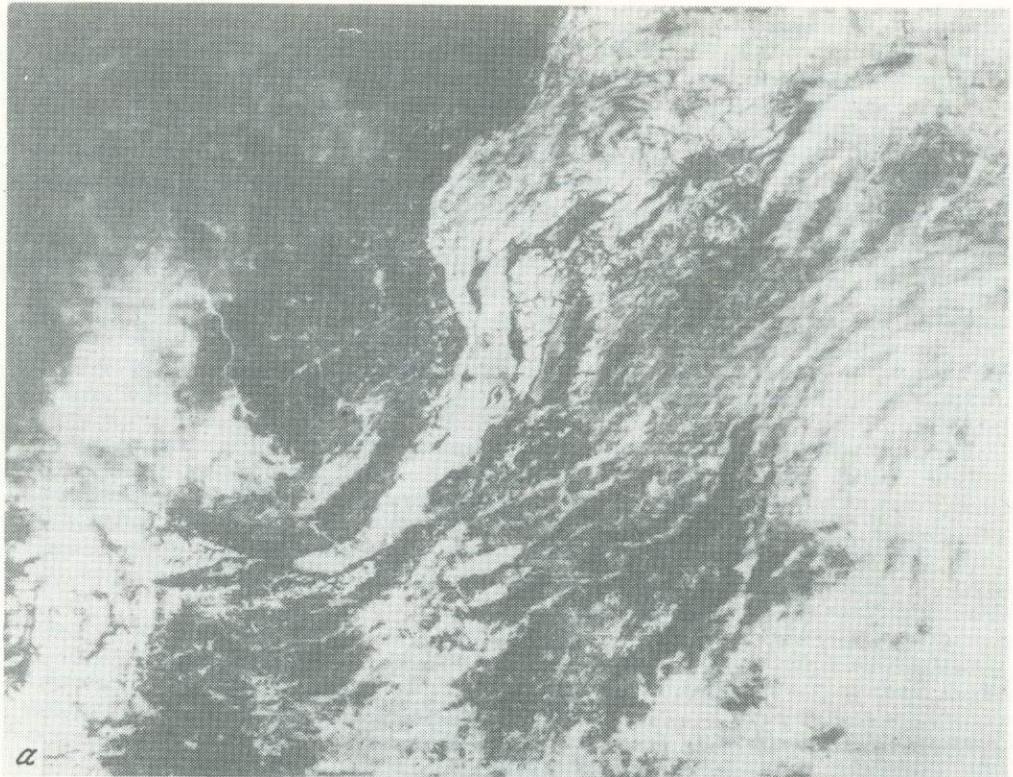
Раздвиговые зоны на космических снимках имеют характерный полосчатый облик (рис. 3, а). Такой облик типичен как для зон активных трещинных вулканических излияний, так и для областей, где вулканизм отсутствует или имеет ограниченное распространение. Характерный пример такой полосчатости представляет собой Байкальская рифтовая система, где расстояния между параллельными друг другу зонами поднятий и депрессий составляют в среднем около 30–35 км. Сходную структуру имеет система грабенов Шаньси в Китае.

В некоторых случаях полосчатость раздвигового типа, хотя и менее ярко выраженная, наблюдается в тех участках материков, для которых существование раздвиговых движений пока не доказано (холмы Бера в Северо-Западном Прикаспии, междуречье Иртыш–Обь и другие районы). Такие участки представляют особый интерес; в каждом конкретном случае желательно проверять их тектоническую природу и особенно проявление новейших тектонических движений в их пределах.

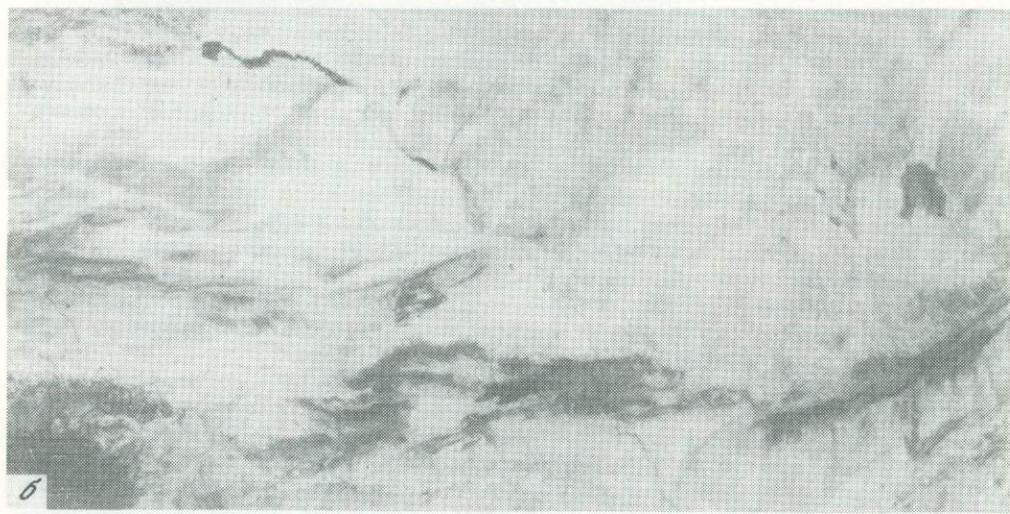
Особенно широко, значительно шире, чем зоны растяжения или сдвигов-раздвигов, в Евразии распространены системы сдвиговых нарушений, охватывающие иногда весьма обширные территории. Системы сдвигов можно разделить на линейные зоны и площадные мозаичные области сдвиговых деформаций, хотя между этими двумя группами нет четкой границы, и часто случаи, когда узкие сдвиговые зоны "утыкаются" в обширные области мозаичных сдвиговых дислокаций или расходятся из этих областей ориентированными пучками. Площадные области сдвиговых нарушений, разбитые сетками сдвигов на ряд крупных и мелких блоков, напоминают сложную мозаику, где каждый блок смещен и повернут: в одних регионах – по часовой стрелке, в других – против часовой стрелки, в третьих – наблюдается кулисообразное смещение блоков в определенном направлении. В первом случае мы имеем дело с системами левых сдвигов, во втором – с системами правых сдвигов, в третьем – сочетаются левосторонние и правосторонние смещения по разрывам различного простирания. В некоторых случаях можно наблюдать наложение разнонаправленных систем сдвигов.

Сдвиговая структура характерна в некоторых случаях не только для отдельных зон, но и для протяженных горных хребтов. Так, Урал является типично левосдвиговым горным хребтом, а Копетдаг – правосдвиговым (см. рис. 3, б). Существуют и динамические структуры типа вихрей или структур вращения, примером которых является структура Лутского плато в Центральном Иране. Характерно, что все структуры подобного рода на территории Евразии (и вообще в северном полушарии) закручены против часовой стрелки, так же как циклональные структуры в атмосфере.

Области скучивания лучше всего выражены в пределах Альпийско-Азиатского орогенического пояса (см. рис. 3, в). На космических снимках видны его относительные сужения – синтаксисы: Гибралтарский, Сирийский, Памиро-Пенджабский, Ассамский. Они обязаны своим возникновением выступам к северу и северо-востоку плит Гондванской группы: Африканской, Аравийской и Индийской. Во фронтальных частях выступов развиваются мощные покровные комплексы: Битлесские покровы на стыке Восточного Понта и Загроса (Сирийский синтаксис) и многогрунтовая система покровов "синклиниория Лхасса", выдавленная из сутуры Цангпо. Нередко покровные комплексы образуют системы хотя и асимметричных, но тем не менее двусторонних орогенов. Так,

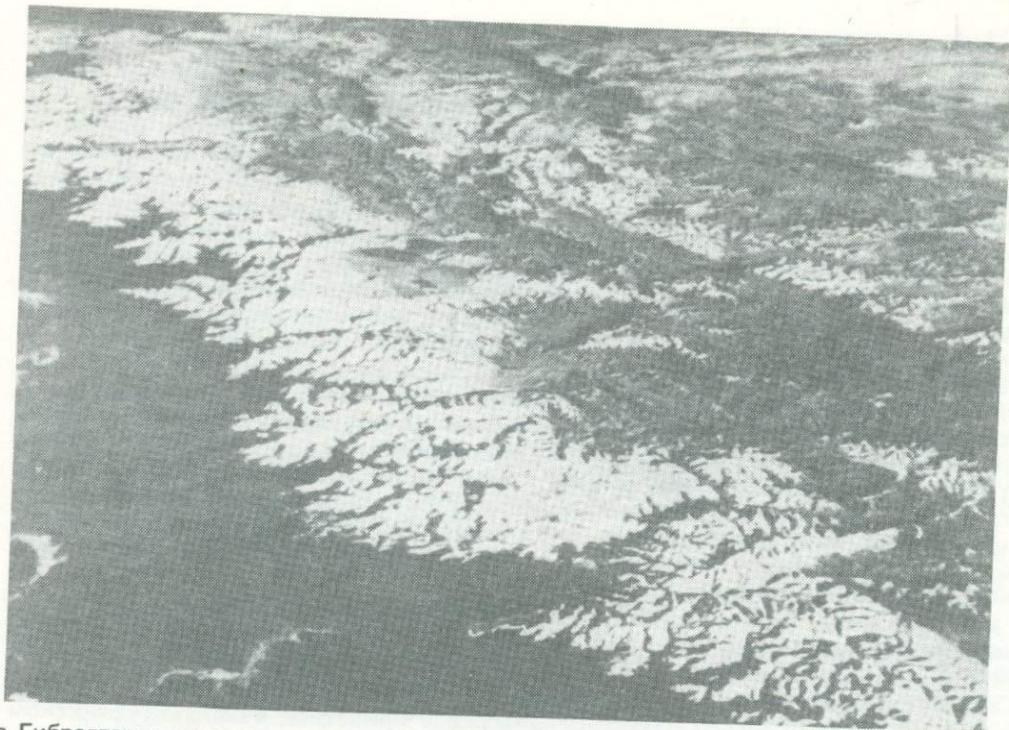


а



б

Рис. 3. Космические изображения новейших структур разного кинематического типа
а — Байкальская рифтовая система; полосчатый рисунок фотоизображения создан чередованием темных залесенных поднятий со светлыми заснеженными впадинами (10-й спутник "Метеор"); б — зона право-сдвиговых деформаций Восточного Копетдага; характерны эшелонированное расположение структур и Z-образные изгибы хребтов (орбитальная станция "Салют-4"); в — покровно-складчатая структура поддвига Гималаев; Эверест в центре; в тылу горной системы виден прямолинейный правый сдвиг юго-восточного продолжения Памиро-Каракорумского разлома (космический аппарат "Аполлон-7")



в Гибралтарском синтаксисе развиваются направленные к северу покровные комплексы Бетских Кордильер и направленные к югу покровные комплексы Марокканского рифта. В Памиро-Пенджабском синтаксисе Пенджабские покровы направлены к югу, а Памирские, как правило, — к северу.

Фронтальные системы тектонических покровов сочетаются с крупными сдвигами, которые обрамляют с двух сторон выступы южных плит и обычно представляют собой участки трансконтинентальных мегалинеаментов. Слева от выступов плит сдвиги левые, справа — правые. Перемещения по сдвигам лучше всего документированы для неоген-четвертичного и особенно позднечетвертичного времени [3]. На западном фланге Аравийской плиты молодые левосдвиговые смещения выявлены вдоль меридиональной зоны разломов Мертвого моря и ее северо-восточного продолжения через Восточный Таэр к оз. Ван (4 на рис. 1). На северо-восточном фланге Аравийской плиты современный разлом Загросса (22 на рис. 1) и параллельные ему сейсмотектонические разрывы характеризуются правосдвиговыми смещениями. На западном фланге Индийской плиты, вдоль Чаманского разлома и кулисно подставляющей его Дарваз-Алайской зоны нарушений (6 на рис. 1), обнаружены левосдвиговые смещения, а на северо-восточном фланге, вдоль Памиро-Каракорумского разлома и оперяющих его новейших разломов Юго-Восточного Памира — правосдвиговые. Ассамский синтаксис повернут относительно предыдущих и обращен острием на восток-северо-восток. Соответственно зона левосдвиговых перемещений представлена здесь субширотными разломами северного фланга синтаксиса, а правосдвиговых — субмеридиональными разломами его восточно-го фланга (7 на рис. 1) [6]. В сочетании с тектоническими покровами фронтальных частей синтаксисов сдвиги указывают на движение южных плит к северу и северо-востоку. При этом северо-восточный дрейф Индийской плиты, непосредственно отраженный в поддвиговых структурах Гималаев (см. рис. 3, в) трансформируется на краях в движение двух синтаксисов: Памиро-Пенджабского, перемещающегося на север, и Ассамского, перемещающегося на восток-северо-восток. Скорость движения выступов южных плит неодинакова. Памиро-Пенджабский синтаксис, например, движется сейчас быстрее Сирийского. На это указывают разные скорости перемещений на западных флангах плит (около 0,5 см/год по зоне разломов Мертвого моря и 1—1,5 см/год по Дарваз-Алайской зоне молодых нарушений), а также более быстрое четвертичное воздымание Памирского горного узла.

Сближение южных плит с Евразийской плитой вызывает ее меридиональное сжатие и укорочение. Это проявляется в воздымании и короблении краевой части плиты и развитии выдержанной от Крыма до Западного Саяна системы правых сдвигов северо-западного простирания, левых сдвигов северо-восточного простирания, субширотных поддвигов и наддвигов и редких субмеридиональных раздвигов и сбросов. Эти новейшие разломы совпадают с линеаментами или участками линеаментов ортогональной и диагональной сети. При выдержанности ориентировки разломов различия скоростей движений южных плит и соответственно коллизионных процессов проявляются на юге Евразийской плиты различиями интенсивности перемещений. Так, плиоцен-четвертичное скучивание и коробление горных масс в Тянь-Шане происходит активнее, чем на Кавказе и в Копетдаге, а скорости позднечетвертичных перемещений по Талассо-Ферганскому правому сдвигу (около 1 см/год) больше, чем по параллельным ему правым сдвигам Кавказа и Главному Копетдагскому разлому (0,2 см/год) [3].

Во внутренних сегментах (микроплитах) Альпийско-Азиатского пояса, расположенных между краевыми частями плит, происходит отток горных масс в стороны от синтаксисов, т. е. областей наибольшего сближения южных плит с Евразийской плитой [2, 3, 5, 6]. Соответственно максимальное укорочение внутренних сегментов происходит не в направлении сближения, а косо к нему. Отток горных масс от синтаксисов наглядно проявляется в сдвиговых смещениях по крупным новейшим разломам. В центральной части орогенического пояса такие сдвиги обычно простираются в направлении тектонической зональности и поэтому наиболее убедительно доказываются смещениями форм рельефа [3].

К северо-западу от Сирийского синтаксиса, в Анатолийском сегменте, происходит правый сдвиг по Северо-Анатолийскому разлому. По другую сторону Сирийского синтаксиса, в Иранском сегменте, картина зеркальная: субширотные новейшие разломы оказываются левыми сдвигами, а сопряженные с ними субмеридиональные разрывы — правыми. К северо-западу от Памиро-Пенджабского синтаксиса, в Афгано-Таджикском сегменте, повторяется ситуация Анатолии (развиваются субширотные правые сдвиги, например 19 на рис. 1, и более мелкие субмеридиональные левые сдвиги). К югу от Ассамского синтаксиса изменяется и направление оттока горных масс. Здесь лево-сдвиговые перемещения происходят по субмеридиональным разрывам Тайваня и островов Лусон, Масбате, Лейте Филиппинского архипелага. Подобным же образом на западе орогенического пояса Корсардинско-Апулийский сегмент выдавливается к востоку от Гибралтарского синтаксиса.

Монголо-Китайский сегмент орогенического пояса заключен между Памиро-Пенджабским и Ассамским синтаксисами, Гималаями и юго-восточным краем Евразийской плиты. Граница последней с сегментом не имеет четкого структурного выражения. Ее можно лишь наметить по тем структурным элементам, которые заведомо принадлежат к Монголо-Китайскому сегменту. Это структуры Монгольского Алтая, зоны Хангайского и Главного Саянского разломов, Байкальская рифтовая зона и связанные с ней грабены и сдвиги Северной Монголии и Станового нагорья. Монголо-Китайский сегмент испытывает укорочение в северо-восточном направлении как из-за давления Гималайского фронта Индийском плиты, так и из-за оттока горных масс от ее Памиро-Пенджабского и Ассамского синтаксисов. Это реализуется в перемещениях по новейшим сдвигам, субширотным левым и субмеридиональным правым. Чаще всего они совпадают с ортогональными элементами линеаментной сети, хотя отдельные сдвиги, например Алтынташский или Главный Саянский, отклоняются от этих направлений.

Четвертичные левосдвиговые смещения обнаружены вдоль Хангайской и Гоби-Алтайской зон разломов Монголии, зоны разломов Алтантаг-Кансю, Главного Саянского разлома и могут предполагаться вдоль Тункинского разлома Юго-Западного Прибайкалья и кулисного ряда грабенов Станового нагорья. Значительную левосдвиговую компоненту имели перемещения по субширотным разломам при катастрофических землетрясениях Монголии (Хангайское, 1905 г., Гоби-Алтайское, 1957 г.), Забайкалья (Муйское, 1957 г.) и Северо-Восточного Китая (Хайченг, 1975 г.). Сопряженная система правых сдвигов представлена разломами, омоложенными при землетрясениях Ксингтай (1966 г.) и Тангшань (1976 г.) в Северо-Восточном Китае и Могодском (1967 г.) в Монголии. Значительные четвертичные правосдвиговые смещения выявлены по разломам Монгольского Алтая, простирающимся на север и северо-северо-запад. С крупными зонами субширотных левых сдвигов, вероятно, связаны прости-

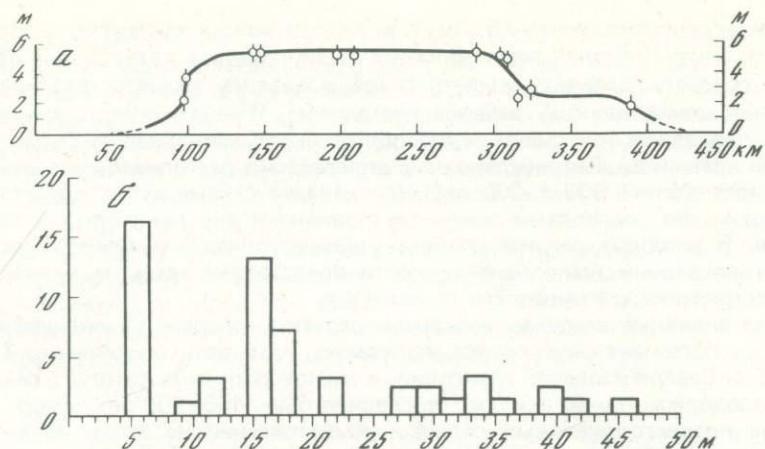


Рис. 4. Характеристики активного Хангайского левого сдвига

а — распределение левого смещения при землетрясении 1905 г. по длине разлома; б — гистограмма левых смещений водотоков на северном склоне хр. Даган-Дэл; по оси абсцисс — амплитуды левых смещений (крайний левый максимум — подвижка 1905 г.), по оси ординат — количество смещенных водотоков

рающиеся на северо-восток, реже — на север грабены растяжения Байкальской рифтовой системы на Шаньси [6].

Анализ неотектоники области взаимодействия Аравийской и Индийской плит с Евразийской плитой показывает, что здесь присутствуют структуры разного генезиса. Во фронтальных частях южных плит имеют место складчатые изгибы кристаллического основания, сочетающиеся с глубинными поддвигами, а также складками и надвигами осадочного чехла. Новейшие складки и надвиги известны также вдоль сдвиговых границ южных плит, внутренних сегментов пояса и краевой части Евразийской плиты. Очевидно, сближение плит в значительной мере реализовалось пластическим течением горных масс как краевых частей плит, так и межплатных блоков. Вместе с тем однообразие ориентировок однотипных разломов краевой части Евразийской плиты показывает, что она реагировала на давление южных плит как единое жесткое тело. О подобной жесткости, обеспечивающей передачу нагрузок от одного блока к другому, свидетельствует и однообразие ориентировок правых и левых сдвигов Монголо-Китайского сегмента на значительном удалении от взаимодействующих плит, создающих эти нагрузки. Таким образом, в течение одного и того же отрезка времени — неотектонической эпохи — плиты взаимодействуют и как пластические тела, и как жесткие пластины, испытывающие хрупкое разрушение. В связи с этим возникает проблема изучения динамики новейших и современных движений литосферы и их связи с физическими свойствами деформируемых масс.

Анализ позднечетвертичных перемещений по активным разломам показал, что перемещения происходят однородно, но интенсивность их со временем изменяется. По характеру этих изменений различаются режимы движений: импульсный, криповый и переменный.

Импульсному режиму свойственны редкие подвижки при катастрофических ($M \geq 7,5$) землетрясениях, когда в зоне разлома на протяжении сотен километров возникает смещение на несколько метров. Импульсу движения предшествует период покоя продолжительностью от 100 до 1000 и более лет, в течение которого заметных перемещений не происходит. Пример такого развития дает субширотный Хангайский левый сдвиг Северной Монголии. При землетрясении 23 июля 1905 г. ($M = 8,7$) на 370-километровом отрезке разлома, охватившем 80% его длины, произошел левый сдвиг до 5,5 м (рис. 4, а). Признаков движений после 1905 г. не обнаружено. Детальное изучение голоценовых смещений по разлому оврагов, ложбин и других форм рельефа показало, что более ранние подвижки также происходили импульсно. Это отражается в резко различной представительности смещений разной амплитуды на сводной гистограмме (рис. 4, б). Каждый следующий импульс увеличивал общее смещение по разлому при-

мерно на одинаковую величину — 5,5 м, т. е. геологический эффект и, вероятно, энергетические параметры древних землетрясений были сходны с катастрофой 1905 г. Для определения возраста древних землетрясений изучались разрезы развивавшихся в процессе перемещений мелких грабенов растяжения. Импульсивность движений отразилась в них периодической сменой грубообломочного материала тонкими осадками, насыщенными органикой. Радиоуглеродные определения дали повторяемость катастрофических землетрясений 600 ± 300 лет. Чередование сейсмических катастроф с длительными (сотни лет) периодами покоя установлено и для некоторых активных разломов Китая. В сходном режиме, по-видимому, развивался и Северо-Анатолийский разлом, хотя последний импульс активности представлен здесь не одним, а серией сильных землетрясений, растянутой на 70 лет XX в.

Существуют активные разломы, отдельные отрезки которых по меньшей мере тысячи или десятки тысяч лет развиваются импульсно, но в разных режимах. Таков Кобдинский разлом Северо-Западной Монголии, в южной половине которого сейсмические катастрофы продолжаются до сих пор (последняя была 450—500 лет назад), а в северной половине позднеголоценовых сильных землетрясений не было, но до того они происходили и вызывали сдвиговые смещения большей амплитуды, чем на юге разлома. Можно полагать, что такие различия обусловлены особенностями напряженного состояния примыкающих объемов горных пород, и именно эти объемы являются сейсмогенерирующими, тогда как зона разлома служит лишь разупрочненной средой, где периодическое сбрасывание накопленных напряжений вызывает наибольшие деформации и смещения.

При движениях в криповом режиме ведущая роль в суммарном смещении принадлежит медленным движениям — крипу. Так развивается, например, Сурхоб-Иляксская зона активных нарушений на северо-западном обрамлении Памира [3]. Здесь по Сурхобскому надвигу скорость современного крипа при значительных временных и пространственных флюктуациях достигает в среднем 2 см/год. Крип сопровождается частыми слабыми землетрясениями, а землетрясения средней силы повторяются через десятки лет.

Суммарное смещение при движениях в переменном режиме складывается, главным образом из подвижек при сильных ($M \geq 7,5$) землетрясениях, но более или менее значительная доля смещения получается также от относительно слабых толчков и местами крипа. Периоды покоя между катастрофическими землетрясениями составляет в Курило-Камчатской и Японской островных дугах 140 ± 60 лет [4]. Катастрофические землетрясения последовательно охватывают разные участки активной зоны — островной дуги или однородного отрезка окраины континента, так что продолжительные общие периоды покоя отсутствуют.

Интенсивность голоценовых тектонических движений зависит от скорости накопления напряжений. Поэтому в геодинамически однотипных активных структурах катастрофические землетрясения повторяются на периферии Тихого океана в несколько раз чаще, чем в Альпийско-Азиатском орогеническом поясе. Вместе с тем режим современных движений зависит от прочностных свойств горных пород. Так, все зоны активных разломов Азии с импульсным режимом движений находятся в областях с мощной континентальной корой. Очаги катастрофических землетрясений приурочены к гранитно-метаморфическому слою, способному выдержать без разрушения значительную концентрацию и выравнивание напряжений в большом объеме горных пород. Криповье движения присущи активным зонам, сложенным пластичными породами (тонкослоистые осадочные серии с большим количеством глинистого материала, серпентиниты и т. п.). Переменный режим движений характерен для тех активных окраин Тихого океана, где распространена кора океанического и переходного типов. В отличие от структур с импульсными движениями эти зоны сохраняют заметную активность и в периоды относительного покоя. Примерно равные промежутки времени между катастрофическими землетрясениями на разных участках указывают на прочностную однородность разрушающей среды. Но при этом длина разрушающего участка обычно не превышает 300 км, т. е. значительно меньше общей длины активной зоны. Иначе говоря, литосфера активных окраин Тихого океана не достигает однородно-высокого напряженного состояния на значительном протяжении зоны, а разрушается раньше. Таким образом, изучение режимов тектонических движений может служить инструментом исследования современной геодинамики и физических свойств литосферы.

Итак, упорядоченная сеть линеаментов пронизывает весь Евразиатский континент и продолжается на сопредельные территории. Для большинства крупных линеаментов доказано их неотектоническое обновление. Это дает основание рассматривать линеаменты как современную регматическую сеть мегатрещин, фрагменты которой унаследованы от подобных сетей более древних эпох. Обычно неотектоническое обновление линеаментов проявляется в малоамплитудных перемещениях или проницаемости растворов и расплавов. Но отдельные участки мегалинеаментов совпали с границами плит и крупных блоков литосферы и послужили рельсами, по которым произошли значительные латеральные перемещения. В зависимости от физических свойств горных пород эти перемещения сопровождались более или менее значительным пластическим течением материала, изменившим первичную форму плит и блоков. Такой подход к линеаментной тектонике объясняет как их планетарное распространение, так и соотношения с другими структурами, возникающими при взаимодействии плит и блоков литосферы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 328 с.
2. Трифонов В.Г. Позднечетвертичные разрывные нарушения Западной и Центральной Азии по данным дешифрирования аэрокосмических снимков и наземным наблюдениям. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1976, № 11, с. 54—64.
3. Трифонов В.Г. Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с.
4. Федотов С.А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе. — В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968, с. 121—150.
5. Шульц С.С. (мл.). Линейные и мозаичные системы сдвигов на космических снимках Земли. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1975, № 1, с. 16—21.
6. Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a continental collision. — Science, 1975, vol. 189, N 4201, p. 419—426.

УДК 551.24 (5—016)

ОРОГЕНЕЗ И ЭВОЛЮЦИЯ ТЕТИСА НА СРЕДНЕМ ВОСТОКЕ: ОЦЕНКА СОВРЕМЕННЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ

Й. ШТЕКЛИН

Сеузах, Швейцария

Настоящий обзор представлений об эволюции Тетиса и истории орогенеза на Среднем Востоке имеет целью определить обоснованность механизма субдукции, сформулированного для Ирано-Гималайского складчатого пояса с точки зрения теории тектоники плит. Ключевым пунктом для этого анализа служит Оман-Макранский сектор главного офиолитового пояса, где тектонические деформации весьма интенсивны, однако столкновение плит не установлено.

Исследования показывают, что фундаментальное, но недоказанное утверждение теории тектоники плит — компенсация расширения коры в Атлантическом и Индийском океанах начиная с юрского времени за счет одновременной субдукции ранее существовавшей обширной океанической коры Тетиса — находится в резком противоречии с фактом отсутствия каких-либо геологических признаков существования пермско-скифского Тетиса или сколько-нибудь существенного развития океанического Неотетиса в домеловое время. Постулируемая теория субдукции Тетиса не подтверждается также ни структурными соотношениями, ни временем проявления связанных с Тетисом тектоно-магматических движений.

Явное отсутствие следов океанической субдукции в Ирано-Гималайском складчатом поясе позволяет заключить, что сокращение коры в этом поясе было недостаточным, чтобы компенсировать расширение океанического дна в Атлантическом и Индийском океанах, и что расширение коры в этих океанах, таким образом, является результатом общего расширения Земли.

ОБЗОР СУЩЕСТВУЮЩИХ ТЕОРИЙ

Уже более столетия геологи связывают происхождение Альпийско-Гималайских горных хребтов с Тетисом — "Альпийские цепи, рожденные Тетисом", как это было сформулировано на одном из коллоквиумов Международного геологического конгресса в Париже. Е. Зюсс [50] представлял себе Тетис как вытянутый морской бассейн мезозойского возраста, разделяющий древние континентальные массы Гондваны и Англии. Э. Зюсс под Тетисом подразумевал область погружения земной коры, которая стала классическим примером геосинклинали. История Альпийских цепей является, таким образом, историей погружения, сжатия и инверсии Тетиса. Сжатие не означало ничего более, чем сближение Гондваны и Евразии — основополагающий постулат альпийско-гималайской геологии, выдвинутый задолго до появления теории тектоники плит [5, 45]. Затем, с появлением новых данных о палеозойских морских осадках в Гималахах и на Среднем Востоке, идея Тетиса стала применяться и для палеозойского этапа. Но именно в Гималахах и на Среднем Востоке впервые возникли серьезные противоречия между представлениями об орогенезе и его геосинклинальной природе. Такого рода несогласия усугубились благодаря геофизическим открытиям в океанах, из которых развилась новая концепция тектоники плит.

С первого взгляда эта концепция могла возникнуть как некоторая модификация геосинклинальной теории. Осталась прежней большая часть старой терминологии: "Гондвана", "Евразия", "Тетис", "конвергенция континентов", "сближение" и "закрытие" Тетиса. Что касается природы орогенеза, то в обеих концепциях она связывается со сжатием, приводящим к складчатости и поднятию горных цепей. Но в действительности теория тектоники плит почти полностью революционизировала эти идеи.

— С точки зрения теории геосинклинали Тетис был узким морским бассейном; с позиции тектоники плит — это гигантский океан.

— Прежде считалось, что Тетис образовался в результате опускания коры; теперь его происхождение связывается с апвеллингом и подъемом мантийного материала.

— Ранее считалось, что Тетис включал в себя глубоководные (эвгеосинклинальные) и мелководные (миогеосинклинальные) осадки, причем характер подстилающей коры не принимался во внимание; сейчас он считается специфической океанической структурой, сложенной океанической корой и океаническими осадками.

— Сама концепция о геосинклинали Тетиса исходила из ее симметричной формы; по представлениям тектоники плит океан Тетис резко асимметричен, причем все орогенические процессы были сосредоточены на его северной, "активной", окраине.

— Согласно той же геосинклинальной концепции Тетис с момента его появления представлял собой единую орогеническую зону; согласно теории тектоники плит в этом орогене совмещены две различные континентальные окраины, которые до их столкновения отстояли друг от друга на тысячи километров, не имея ничего общего друг с другом в структурном отношении.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ

Представление о Тетисе как об обширном океане базируется не на каких-либо новых геологических данных, характеризующих породы Тетиса, а на геофизических открытиях за пределами площади Тетиса. Новые палеомагнитные данные из Атлантического и Индийского океанов указывают на огромный масштаб спрединга морского дна. Если реконструировать доспрединговую ситуацию, Афро-Аравия и Индия должны были быть отодвинуты на юго-запад на несколько тысяч километров, с тем чтобы образовать весьма обширное пространство между этим Гондванским континентом и Евразией. Поэтому представлялось логичным заполнить это пространство Тетисом. Палеомагнитные данные по обоим континентам, казалось бы, подтверждают такую доспрединговую реконструкцию и, более того, указывают на то, что обширный Тетис существовал по крайней мере с перми [21, 44].

Мезозойско-кайнозойский спрединг Атлантического и Индийского океанов подтверждается геологическими данными, полученными в результате глубоководного бурения. Но что можно сказать на основании геологических данных относительно постулированного широкого океана Тетис?

ЧТО ТАКОЕ ТЕТИС?

Тектоника плит особо подчеркивает океанический характер Тетиса и пытается связывать с понятием "Тетис" только "океанические" породы. Но Тетис, как это было первоначально установлено, не обязательно океанический, он просто морской бассейн, отличающийся от прочих морских областей своеобразной фауной. В настоящей статье я использую название "Тетис" в его первоначальном смысле и выделяю океанические породы Тетиса как "океанические".

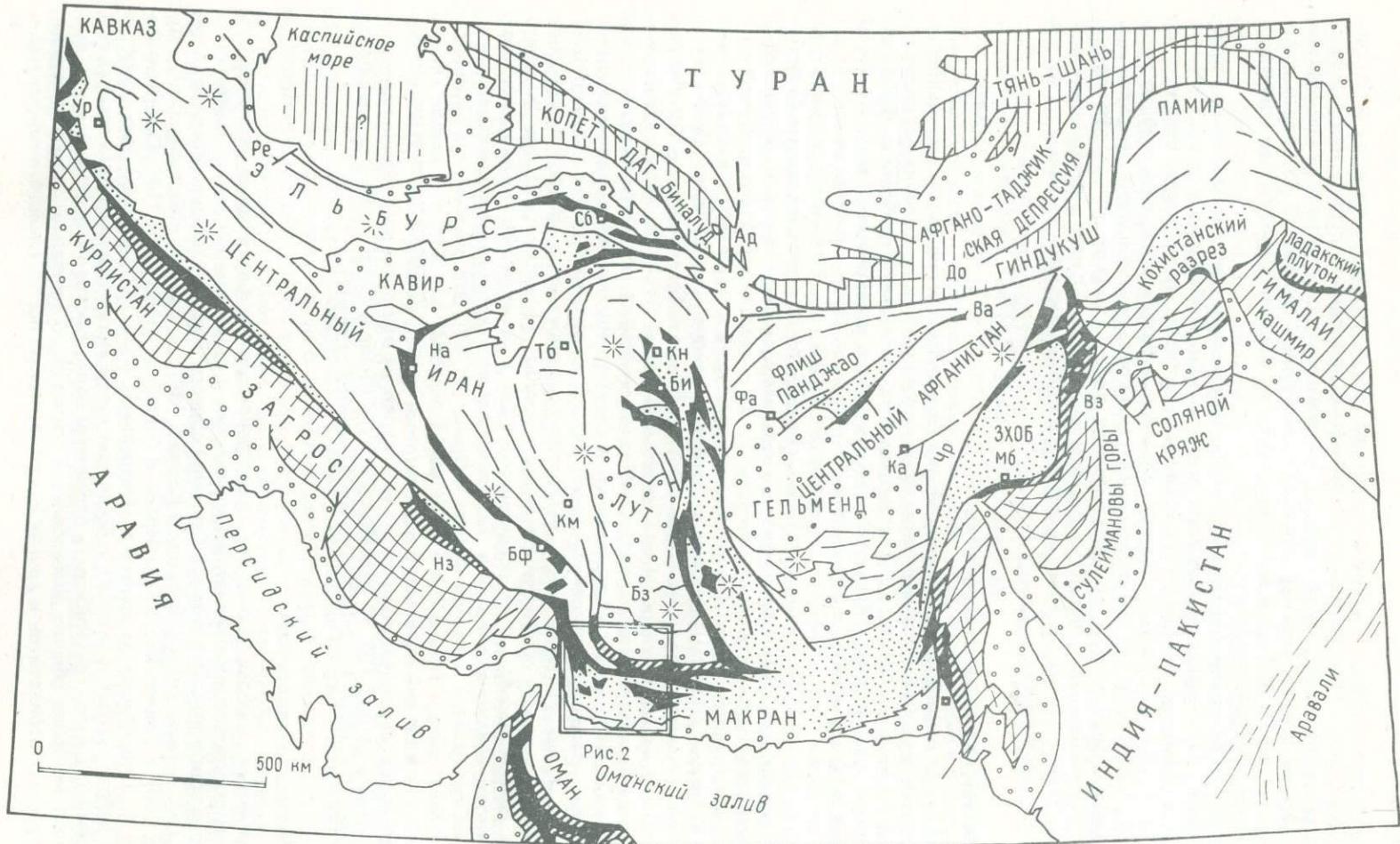
Полагают, что океанические породы Тетиса представлены офиолитами и ассоциирующими с ними глубоководными осадками Альпийско-Гималайского орогенеза. Наиболее обычными осадочными породами в таких случаях считаются радиоляриты, пелагические известняки, глины, аргиллиты и туфиты. Подводные базальтовые лавы, габбродиные интрузии и ультрабазиты считаются представителями океанической коры и верхней мантии. Однако ни такие осадки, ни магматические породы сами по себе не обязательно являются "океаническими", они могут также ассоциировать и с континентальной корой. Только их совместное нахождение является достаточно веским указанием на то, что они образовались в океане.

ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ПАЛЕОТЕТИС

Палеозойские осадки большей части Ирано-Гималайского горного пояса (в целом, кроме крайней северной его зоны) характеризуются признаками типичных шельфовых отложений континента. Это было показано многими авторами и поэтому не нуждается в специальном рассмотрении. Палеозойские отложения перекрывают докембрийский кристаллический фундамент с континентальной корой. Разрез прослеживается от докембра до перми и продолжается без видимого перерыва до нижнего и среднего триаса. Преобладают доломиты и водорослевые, коралловые или брахиоподовые известняки, часто перемежающиеся в пространстве с паралическими отложениями, эвапоритами, красноцветными континентальными песчаниками, а в разрезе характеризующиеся перерывами в осадконакоплении. Хорошо известными примерами являются относительно мощные и полные разрезы палеозоя в Эльбурсе, районе Керман-Тебес, Центральном Афганистане, Кашмире, или менее полные разрезы ближе к Аравийскому и Индийскому щитам, или еще более редуцированные разрезы Загроса и Соляного кряжа, где отложения карбона и перми залегают непосредственно на кембрийских пластах. Вулканические породы относительно редки, часто полностью отсутствуют, нет также никаких следов палеозойского складкообразования, исключая район крайнего севера. Удивительное постоянство фаций и фауны в этих палеозойских отложениях, которые в настоящее время образуют единый орогенический пояс, позволяет предполагать, что они формировались в единой цельной зоне осадконакопления в эпиконтинентальных условиях. Непрерывность осадконакопления в палеозое подтверждается палеомагнитными исследованиями, по крайней мере для Аравии и Ирана [11, 52]. Это означает, что признаком существования между Гондваной и Евразией в палеозое океана Тетис нельзя считать Загросский шов (главный альпийский офиолитовый хребет, разделяющий ныне платформу), надо искать его значительно севернее. Исходя из одних геологических предпосылок, некоторые авторы [26, 7] предполагают, что Индия и Тибет в палеозое составляли единое целое, и считают, что Палеотетис располагается севернее.

ОКЕАНИЧЕСКИЙ ПАЛЕОТЕТИС

Палеозойские породы, возможно представляющие глубоководный океанический режим, действительно появляются в направлении к северному ограничению Ирано-Гималайского орогенического пояса, в Северной области (рис. 1). Хорошие тому примеры найдены на северном склоне Большого Кавказа [38], в поднятиях Бинауд [35] и Аг-хдарбанд [40] в Северо-Восточном Иране, в Западном Гиндукуше [14], Северном Памире [9] и Тянь-Шаньском хребте, в Центральной Азии [33]. Во всех этих областях мощный разрез смятых в складки и более или менее метаморфизованных темных глинисто-кремнистых или граувакковых отложений палеозойского возраста содержит вулканогенный материал обычно диабазового и спилитового состава, а также тела серпентинизированных перидотитов и других ультрабазитовых пород, располагающихся вдоль



1 2 3 4 5 6 7

узких зон разломов. Эти типично океанические породы везде датируются досредним карбоном. Палеонтологические находки, подтверждающие позднедевонский–раннекаменноугольный возраст, обнаружены в Биналуде и Агхдарбанде, в Северном Памире и Южном Тянь-Шане; тот же возраст определяется радиометрически для ассоциирующих магматических пород в Большом Кавказе. В Северном Тянь-Шане океанические фации имеют более древний, кембрийский, возраст.

Таким образом, имеется подтверждение существования средней–ранне-среднепалеозойской океанической области в северной части Среднего Востока, хотя ограниченное число обнажений древних пород делает эти свидетельства довольно эпизодичными. Представляется возможным дальнейшее распространение этой области на восток, через хребет Кунылунь до Северного Тибета [16]. Является ли кора океанического типа, представленная отдельными реликтами в южной части Каспийского моря, таким "Палеотисом", остается спорным, однако присутствие палеозойских серпентинитовых пластин в предгорьях Каспия, близ Решта, и некоторые результаты геофизических исследований, а также данные бурения в восточной части береговой равнины, по-видимому, подтверждают такую интерпретацию [46].

От Кавказа до Памира палеозойские осадки океанического типа к югу быстро переходят в шельфовые и платформенные фации, описанные ранее. Узкая переходная зона, содержащая мощные граувакки и сланцы с небольшим количеством вулканогенных пород, но без офиолитов прослеживается в отдельных районах, в особенности на южном склоне Большого Кавказа [1] и в формации Хошайлаф в Центральном Эльбурсе [13]; эти области могут представлять северный край палеозойского шельфа. Была ли глубоководная океаническая область на севере узким проливом или широким океаном, сказать невозможно. К. Кравченко [33] считает, что области Северного Памира и Южного Тянь-Шаня представляют собой два узких океанических трога, разделенных клинообразным выступом. Другие такие же палеозойские океанические бассейны, возможно, находились далее к северу и востоку, в частности Л. Зоненшайн [53] изобразил Центральную Азию как комплекс мозаичных кратоновых и кратоноподобных фрагментов океанической коры различного возраста, от позднедокембрийских до ранне-среднепалеозойских.

В свете настоящего обзора важен тот факт, что ни один из этих бассейнов не сохранил своего океанического характера после начала герцинских тектонических движений в карбоне. Во всех без исключения обсуждаемых областях видно, что бассейны или то, что остается от них после герцинских деформаций, превращаются в мелководные моря или полностью отступают, чтобы дать место спокойному континентальному режиму. Осадки верхнего карбона и перми отсутствуют или представлены мелководными либо терригенными отложениями. Особенно широко распространены в этом северном районе пермско-скифские красноцветные песчаники и конгломераты, достигающие местами мощности в несколько тысяч метров. Какие бы то ни были пермско-триасовые или более молодые отложения, которые можно было бы рассматривать как океанические, отсутствуют. Даже мощный вулканогенно-осадочный разрез среднего триаса в зоне Агхдарбанд–Доаб (Иран–Афганистан) не отвечает с определенностью океаническим фациям. Он содержит большое количество остатков растений и промышленные скопления углей, которые не могли образоваться в глубоководных условиях, вулканические породы по составу отвечают семейству базальт–риолит, но не офиолитам, и вся формация залегает не на океанической коре, а на поверхности мощных пермоскифских красноцветов. Если уж и искать возможный пермский реликт палеозойского океана, то его можно найти далеко на севере, в Манчжурии и Монголии, например в узком троге Солонкера [53], но это уже не Тетис.

Рис. 1. Схема тектоники Ирано-Гималайского орогенического пояса

1 – Южная территория (докембрийский фундамент, позднеальпийская складчатость) с главными структурными линиями; 2 – Центральная территория (докембрийский фундамент, киммерийская и альпийская складчатость) с главными структурными линиями, четвертичными вулканами; 3 – Северная территория (герцинский фундамент, киммерийская и позднеальпийская складчатость); 4–6 – Осевой офиолитовый пояс: 4 – офиолиты, офиолитовый меланж, 5 – глубоководные осадки, 6 – флишоидные отложения; 7 – молодые депрессии. Ад – Агхдарбанд; Бе – Белас; БФ – Бафт; Би – Бирджент; Бз – Базман; Чр – разлом Чаман; Фа – Фарахруд; Ка – Кандагар; Км – Керман; Мб – Муслимбаг; На – Нейн; Нз – Нейриз; Кн – Каен; Ре – Решт; Сб – Себзевар; Тб – Тебес; Ур – Урмия; Ва – Варас; Вз – Вазиристан

ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ НЕОТЕТИС

Мезозойские отложения Ирано-Гималайского складчатого пояса включают в себя фации от мелководных до глубоководных океанических, а наиболее широко распространены эпиконтинентальные и шельфовые отложения. Отложения склона шельфа и глубоких океанических впадин ограничены узким Осевым офиолитовым поясом (см. рис. 1), который разделяет обширную эпиконтинентальную область на южную, Гондванскую, провинцию и северную, Евроазиатскую. Эти две провинции демонстрируют резкие различия в тектонике и осадконакоплении в мезозойско-кайнозойское время.

Для гондванской части (Южная территория на рис. 1) наиболее типичны разрезы Загроса и района Сулеймания—Соляной края. В этих районах происходило непрерывное карбонатонакопление от перми до палеогена, что указывает на существование шельфа, постепенно прогибавшегося, наклоненного к северу (во всяком случае, для мелового периода). Реставрируется также резкий уступ шельфа, обращенный к Осевому офиолитовому поясу: Карбонатные разрезы непрерывно прослеживаются от Аравийской и Индо-Пакистанской платформ, где они недислоцированы, в краевые складчатые пояса. Вулканические породы полностью отсутствуют, и сколько-нибудь существенное складкообразование не начинается раньше позднего миоцена или плиоцена.

В противоположность этому Евроазиатская провинция (Центральная и Северная территория на рис. 1) испытала многократные тектонические движения, магматизм, а местами и метаморфизм начиная с позднетриасового времени, когда сильные блоковые подвижки вызвали раздробление пермско-скифской платформы и обусловили появление резкоконтрастных горстов и грабенов, которые характеризуют всю мезозойскую историю этого обширного региона. Некоторые крупные поднятые блоки в районах Кавказа, Гиндукуша, Памира и Тянь-Шаня, а также многочисленные меньшие по размерам блоки в Иране и Афганистане оставались все время поднятыми. С другой стороны, депрессии превратились в интракратонные бассейны, одни очень ограниченные по размерам и недолго существовавшие, другие, подобно Эльбурсу, Копетдагу или Афган-Таджикскому прогибу, устойчивые, близкие к геосинклинали. Паралические и лагунные условия характеризовали большую часть нижне-среднеюрских бассейнов; в поздней юре преобладали литоральные, лагунные и пелагические условия открытого моря. За вторым этапом тектонических движений в раннем мелу (добраремское время), с его блоковыми нарушениями, местами складкообразованием, солевым диапиритом и региональным поднятием, последовала крупная барремско-аптская трансгрессия. Меловые отложения характеризуются мощными мелководными известняками, переходящими в более глубокой части бассейна в сланцы.

Мезозойский магматизм был весьма ограничен во времени и пространстве. Например, триасовые и нижнеюрские граниты, широко распространенные в Северной территории, на юге отсутствуют; мезозойские интрузии практически неизвестны в Эльбурсе, но юрский и меловой основной вулканализм играл важную роль в Западном Эльбурсе и Малом Кавказе; редкие гранитные интрузии при весьма ограниченной вулканической деятельности отмечаются в позднеюрское—раннемеловое время в Центральном Иране, Центральном Афганистане, Восточном Гиндукуше и Памире.

Своей кульминации орогенез с его интенсивной складчатостью и широко распространенным экструзивным и интрузивным магматизмом достиг в ранне- и среднетретичное время, но только в Центральной территории. Завершающая складчатость и горообразование в плиоцене—плейстоцене не включали весь орогенный пояс в целом и были наиболее интенсивными в восточном, Гималайском, секторе. В третичном орогенезе Тетис становится все более и более ограниченным, превращаясь в серию полузамкнутых межгорных и предгорных бассейнов. В миоцене он отступает до Черного и Каспийского морей и Персидского залива, где и сохраняется до настоящего времени.

ОКЕАНИЧЕСКИЙ НЕОТЕТИС

Глубоководные осадки и офиолиты в "Осевом офиолитовом поясе" (см. рис. 1) — единственные породы, представляющие возможную океаническую часть мезозойского Тетиса на Среднем Востоке. Пояс, который почти непрерывно может быть прослежен от Курдистана на западе до "Индусского шва" Гималаев на востоке, по-видимому, включает два различных типа ассоциаций, более или менее отчетливо подразделяющихся

на два субпояса: Южный субпояс, тесно ассоциирующий с гондванской окраиной Тетиса, и менее выдержаный, расплывчатый и разветвленный Северный субпояс, более тесно связанный с евроазиатской окраиной. Южный субпояс отвечает "периаравийской" офиолитовой дуге Л. Рику [39]. Наиболее типично он выражен в крупных офиолитовых зонах в Нейрице (Загрос) и Оманских горах; "перииндийским" эквивалентом этих пород являются офиолиты Бела, Муслимбага и Вазиристана в Пакистане, офиолиты Ладакха и др. Здесь глубоководные осадки и обширные пластины перидотитов, по-видимому, надвинуты в южном направлении на платформенные отложения аравийской и индийской континентальных окраин. Северный пояс сложен преимущественно "серпентинитовым меланжем" и мощными верхнемеловыми и третичными флишевыми отложениями. Такие осадки широко распространены и типичны для Иранского Макрана, но также присутствуют в Ирано-Турецком пограничном районе, в зоне разлома Нейн-Бафт в Центральном Иране, районе Себезвар Северо-Восточного Ирана и Восточно-Иранских горных цепях, в зоне разлома Чаман-Аргхандех в Пакистане и Афганистане и в ряде других зон. Амфиболитовый "Кохистанский разрез" в Северном Пакистане рассматривают как метаморфизованную часть Осевого офиолитового пояса.

Когда возник океанический Неотетис? Ответ на этот кардинальный вопрос мог бы, очевидно, вытекать из состава древнейших пород, слагающих Офиолитовый пояс. Определение возраста офиолитовых свит остается одной из самых сложных проблем. Однако недавно важные результаты были получены Геологической службой Ирана [30], в Макране. В крупных обнажениях офиолитов в западном борту депрессии Джаз Муриан (рис. 2) обнаружен полный, слабо нарушенный разрез офиолитового комплекса, который можно подразделить на три части: (1) нижнюю, плутоническую, состоящую преимущественно из габброидов, от кумулятивных и оливиновых габбро внизу до лейкоократовых габбро с дериватами диоритов, тонолитов и других пород и с крупными ксенолитами дунитов и перидотитовых включений наверху; (2) среднюю, представленную параллельными дайками, главным образом диабазового состава, и (3) верхнюю, вулканогенно-осадочную, сложенную базальтовыми подушечными лавами, переслаивающимися с песчанистыми и туфогенными осадками, красными радиоляриевыми кремнями и пелагическими известняками. Эти отложения секутся дайками основного и среднего состава. Радиометрическое исследование K-Ar-методом роговых обманок в пегматоидах и диоритах из первой части изверженных пород дало неокомский возраст (131 и 126 млн. лет); определенный изотопным методом возраст лав и даек в верхней вулканогенно-осадочной части оказался альб-сеноманским, а палеонтологические определения возраста для ассоциирующих пород варьируют от сеномана до палеоцена.

Из всех полученных радиометрических определений возраста офиолитов и палеонтологических данных для бесспорно сингенетичных офиолитам осадочных ассоциаций Среднего Востока вытекает, что упомянутый выше неоком является древнейшим (если не учитывать ордовикский возраст, определенный для богатых пироксеном ультраосновных пород в том же регионе, который считается возрастом перекристаллизации мантии). Все остальные данные, которым можно верить, расположены в ряду неоком-раннетретичное время (интервал, определенный для Макрана). Этими данными практически исчерпываются все радиометрические исследования. Л. Делалойе и Д. Десмонс [19] определили возраст кристаллизации офиолитов на большом количестве образцов из Загроса, Макрана и Восточно-Иранских хребтов как альб-палеоценовый, чаще всего кампанский. Ф. Аллеман и Т. Петерс [4] дают позднемеловой возраст (92 млн. лет) для туфов из Омана (комплекс Ховасина) и 86 млн. лет для даек в офиолитах Семейла. А. Крауфорд [17] суммировал радиометрические данные для офиолитов в Пакистане и Западных Гималааях, которые показали верхнемеловой -нижнетретичный возраст, причем самый древний, 107 млн. лет, принадлежит спилитам Кумаона.

Гораздо более многочисленны палеонтологические данные из осадочных пород, переслаивающихся с подушечными лавами и другими слоистыми отложениями офиолитового комплекса. В таблице содержится большое количество проанализированных образцов из различных частей Офиолитового пояса. При составлении этой таблицы большое внимание было уделено различению понятий "возможный" и "достоверный" возраст. Первый включает целый ряд пелагических и флишоидных отложений, для которых совпадение по возрасту с вулканическими породами является возможным, но не было или не могло быть доказанным (нарушенные контакты, меланж, олистолиты, ограниченные размеры обнажений, отсутствие специальных исследований). "Достовер-

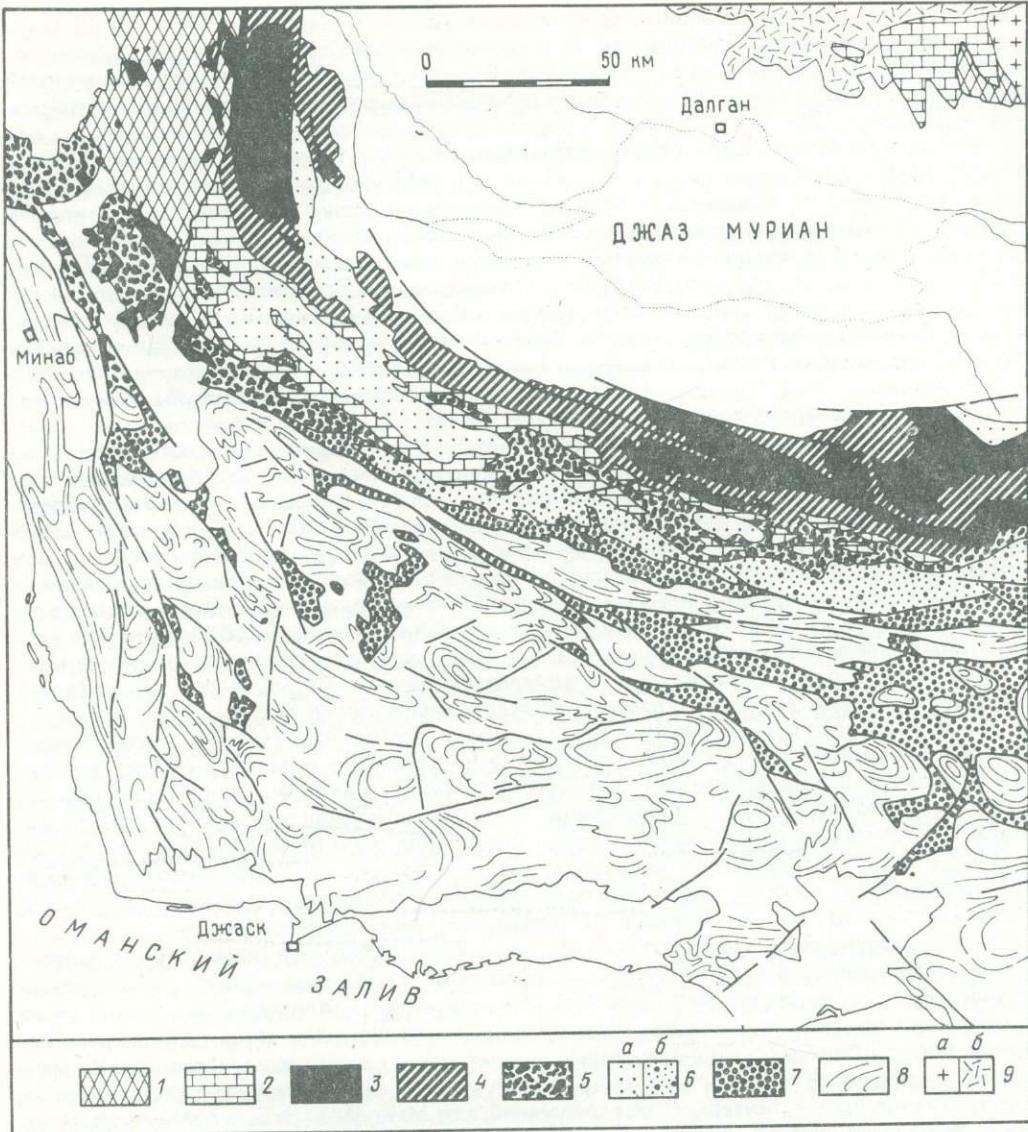


Рис. 2. Геологическая карта западной части Иранского Макрана, по данным Геологической службы Ирана [30] и Национальной иранской нефтяной компании [36], с изменениями

1 — докембрийско-палеозойские метаморфические породы; 2 — пермско-мезозойские шельфовые известняки; 3 — серпентиниты, ультрабазиты, габбро, параллельные дайки; 4 — подушечные лавы, диабазы, туфы, пелагические осадки (мел—палеоген); 5 — серпентинитовый меланж (из пород 3 и 4 с экзотическими блоками пород 1 и 2); 6 — зооценовые песчаники (а) и зооценовый флиш (б) с экзотическими блоками; 7 — диапирически перемещенный серпентинитовый меланж (подобный меланжу 5, с дополнительными блоками зооценовых до миоценовых осадков); 8 — песчаники, алевролиты, аргиллиты, литоральные до глубоководных, частично флишоидные (олигоцен—плиоцен); 9 — послепюрские граниты (а) и кайнозойские вулканические породы (б)

ный" возраст характеризует ассоциации с отчетливо связями.

Сравнительно немногие палеонтологические определения могут быть пригодны для установления "достоверного" возраста и, как показано в таблице, ни одно из них не является более древним, чем сеноман. С другой стороны, "возможный" возраст, приведенный в таблице, базируется на сотнях палеонтологических определений, которые дают

наблюдаемыми сингенетическими

Палеонтологический возраст вулканогенно-осадочных ассоциаций
вулканического типа

Район	"Возможный" возраст	"Достоверный" возраст	Автор
Северный субпояс	Урмия, Северо-Западный Иран	Верхний мел – до нижнего эоценена	?
	Нейн, Центральный Иран	Коньяк – до раннего – среднего эоценена	Палеоцен
	Бафт, Центральный Иран	Турон – до маастрихта	?
	Себзевар, Северо-Восточный Иран	Кампан – до маастрихта	Верхний кампан – до маастрихта
	Казн, Восточный Иран	Турон – до маастрихта	?
	Бирджент, Восточный Иран	Сенон – до нижнего эоценена	Сенон – до маастрихта
	Макран, Юго-Восточный Иран	Титон – до нижнего эоценена	Сенон – до палеоцена
			30
Южный субпояс	Хребет Оман	Титон – до верхнего мела	?
	"	? Пермь – триас – до верхнего мела	Коньяк
	Муслимбаг, Пакистан	Баррем – до маастрихта	Сенон
	Жоб, Пакистан	Алт – до кампана	?
	Ладакх, Индия	Триас – до нижнего эоценена	Кампан – до маастрихта
	Варас, Афганистан	Триас (?)	?
			12

Примечание. Местоположение района см. на рис. 1.

также более древний мезозойский возраст. Однако надо отметить, что преобладающее большинство этих определений дает возраст между сеноманом и палеоценом. Более того, определения "возможного" досеноманского возраста касаются, с одним исключением, только южного субпояса и проблематичной зоны Фарахруд в Афганистане; единственным исключением в северном субпоясе является Иранский Макран, где обнаружены пелагические известняки, содержащие титон-неокомовые тинтиниды. Эти известняки, таким образом, могут иметь примерно тот же возраст, что и древнейшие офиолиты (неоком, определенный радиометрически). Не включен в "возможный" ряд для Макрана юрский и даже пермско-каменноугольный возраст, определенный для некоторых экзотических блоков мелководных известняков, которые, по мнению всех исследователей, не являются местными для офиолитового пояса, а были транспортированы сюда с континентальной окраины.

Доказательства возможно более древнего возраста отложений южного субпояса (где, как заметит читатель, достоверный возраст колеблется от сеномана до маастрихта) и зоны Фарахруд будут кратко рассмотрены ниже.

ПРОБЛЕМАТИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА РАННЕМЕЗОЗОЙСКОГО ТЕТИСА

В комплексе Ховасина в Омане в тектонических чешуях, сложенных в основном карбонатными турбидитами и радиоляритами, К. Гленни и др. [29] наблюдали подушечные лавы, потоки спилитов, туфы и основные силлы и дайки. Эти породы были описаны как "сплоенные" и "плохо датируемые", хотя и содержащие фауну перми и триаса. Пермско-триасовые ископаемые остатки действительно были найдены, но не в пелагических осадках, а в туфах и гальке конгломератовых известняков, чье мелководное происхождение и переотложенный характер не оспариваются ни упомянутыми авторами [29], ни другими исследователями. Судя по палинспастическим реконструкциям [29], эти детритовые карбонатные осадки, по всей видимости, перемещаются с радиоляритами и потоками вулканитов. Возраст последних не установлен, однако, по мнению авторов, они, скорее всего, пермско-триасовые, если допустить, что переотложение остатков фауны в обломочных известняках происходило близко-одновременно из еще нелитифицированных осадков. Хотя этот аргумент остается веским, очевидно, что воз-

раст радиоляритов и вулканических пород отнюдь не установлен; он фактически просто неизвестен и остается весьма дискуссионным и по сей день. Д. Аллеман и Т. Петерс [4] обнаружили, что самые древние из поддающихся датировке осадки, содержащие обломки пермско-триасовых туфов, имеют титонско-берриасский возраст. Пермско-триасовые мелководные известняки слагают также большую часть гигантских экзотических блоков в Омане и во всем южном сублюсе.

Триасовый возраст первоначально приписывали некоторым радиоляритам шовной зоны Инд-Цангпо в Гималаях. Недавний пересмотр радиоляриевой стратиграфии показал, что большая часть этих пород является средне-верхнемеловой, причем самые древние радиолярии, возможно, относятся к раннему мелу или поздней юре [8].

В Ладакхе (северо-западная часть Гималаев) "флиш Ламаору" (глинистые и известковые сланцы) датируется палеонтологически интервалом средне-верхний триас-юра, но сам он обычно не содержит переслаивающихся вулканических пород, и, таким образом, нельзя доказать, что этот "флиш" отлагался на океанической коре. Однако Д. Бассуле и др. [10] обнаружили подушечные лавы и аггломераты, перекрывающие датированные скифские известняки в крупном экзотическом блоке, тектонически связанном с флишем Ламаору. Авторы заметили также, что экзотический блок содержит известняки двух типов: неритовые известняки юльфянского возраста и скифские пелагические известняки, заполняющие трещины и эрозионные карманы в первых. Они пришли к выводу, что пелагическое осадконакопление и вулканализм в раннем триасе были связаны с периодом расширения, сопровождавшегося растрескиванием пермской платформы. А. Гансер [26] наблюдал сходные ассоциации порфиритов с экзотическими блоками известняков триасового возраста в сутуре Инда, на крайнем востоке. Появившиеся недавно геохимические исследования [31] показали, что эти вулканические породы не во всем отвечают офиолитам; они принадлежат щелочной ассоциации (от базальтов до риолитов), сравнимой с вулканическими породами океанических островов или континентальных рифтовых зон. Предвестники предшествовавшего позднепалеозойско-триасового рифтинга можно наблюдать также близ сутуры Инда в Пенджалских траппах Кашмира [31] и вблизи Загросского шва в виде триасового или более древнего рифтового магматизма [41]. Подобным же образом щелочные лавы встречаются в ассоциации со среднетриасовыми пелагическими отложениями и турбидитами в Анатолии (Турция) и были интерпретированы И. Аргириадисом [6] как признак зарождающегося рифтинга Неотетиса.

В зоне Фарахруд, в Центральном Афганистане, были обнаружены [12] туфы, спилиты, подушечные лавы, габбро и серпентинизированные перidotиты в флишах Варас — сильно тектонически нарушенной формации рассланцованных песчаников и пелитов, содержащих в небольших количествах радиоляриты и включающих гигантские блоки известняков неопределенного возраста. Нодулярные известняки, "включенные", по мнению авторов, в этот разрез, содержат фораминиферы средне- и позднетриасового возраста. Имея в виду утверждение авторов, что палеонтологические данные являются недостаточными для точного установления триасового возраста, и принимая во внимание большое количество пермско-триасовых блоковых тел известняков экзотического происхождения во многих частях Осевого офиолитового пояса, было бы, вероятно, преждевременным без точных доказательств принимать триасовый возраст офиолитов Вараса. Более того, нужно подчеркнуть, что эти офиолиты, каков бы ни был их истинный возраст, размещаются только в узкой зоне разлома. Они ограничены на севере титон-неокомским "флишем" Пенджава, который характеризуется полным отсутствием вулканализма и, хотя и имеет мощность, достигающую нескольких километров, однако содержит местами растительные остатки и коралловые скопления. Кроме того, магнитометрические исследования позволяют допускать, что в основании этого бассейна имелаась континентальная кора [43]. Можно заключить, что офиолиты Вараса относятся к какой-то стадии начального рифтинга Неотетиса.

ПАРАДОКС ТЕТИСА

Такое пространное обсуждение возможно более древнего мезозайского возраста офиолитов Среднего Востока не должно отвлечь читателя от того факта, что доказательство домелового возраста океанических пород во всех случаях является проблемати-

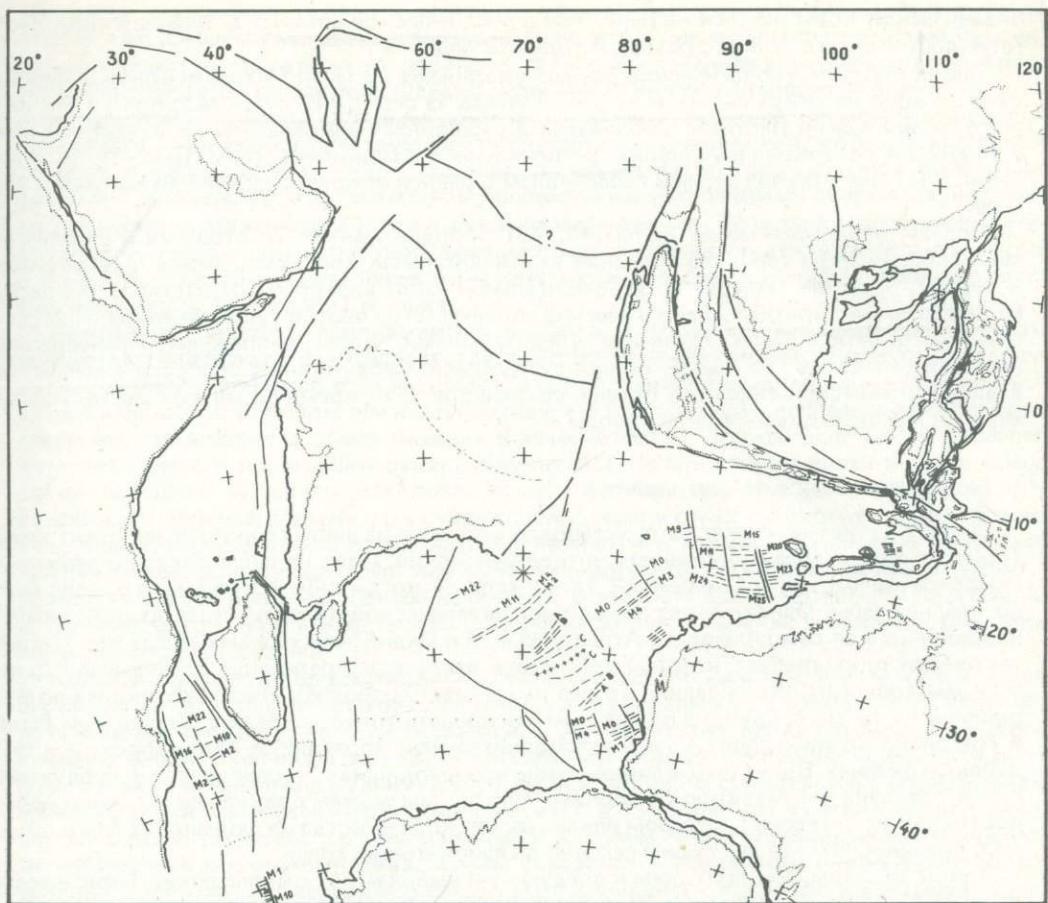


Рис. 3. Индийский океан и Тетис на расширяющейся Земле, 90 млн. лет назад (туронский век), по Х. Оуэну [37], с уточнением для района Тетиса

Диаметр Земли – около 90% современной величины. Край континентального шельфа отмечен изопахитой 1000 м. Эпиконтинентальные моря не нанесены. Магнитные аномалии относятся к до-коньякской эпохе перемагничивания. Азимутальная равнопромежуточная проекция

тичным и в целом исключительно не надежным по сравнению с хорошо документированными меловыми породами океанического типа, обнаруженными по всему Осевому офиолитовому поясу. Намечаются серьезные противоречия между палеомагнитными и геологическим данными.

По палеомагнитным данным, в пермско-триасовое время существовал обширный Тетис между Гондваной и Евразией шириной около 3000 км в Иранском секторе и около 6000 км в Индо-Тибетском секторе [21, 44]. С другой стороны, геологические данные указывают на то, что палеозойский Тетис полностью исчезает к среднему карбону, а океанический Неотетис не возникает ранее мезозоя, еще точнее, в триасе он или еще не существует, или только начинает приоткрываться. Неважно, относится ли огромный по размерам гипотетический пермо-триасовый океан, согласно различным моделям теории тектоники плит, к Палеотетису на севере, или к Неотетису на юге, или к обоим сразу, однако геологические данные нигде не подтверждают существование пермско-скифского океана.

Согласно палеомагнитным данным, Тетис должен был иметь наибольшие размеры в пермо-триасе и начал сокращаться с разрушением Гондваны в триасовое или юрское время. В полном противоречии с этим, геологические данные указывают на то, что: 1) пермско-триасовый период был, в лучшем случае, периодом зарождающегося рифтинга, возвестившего о зарождении океанического Неотетиса, 2) ощущимый спрединг

оceanической коры начался не ранее чем в позднеюрское время и 3) океанический Неотетис достиг своего полного развития только в мелу.

Таким образом, геологические данные указывают на то, что Атлантический и Индийский океаны не открывались и не расширялись за счет ранее существовавшего Тетиса, а что океанический Неотетис открывался и расширялся одновременно с Атлантическим и Индийским океанами в условиях регионального расширения коры (рис. 3). В. Ланселот [34] уже отмечал тесный параллелизм в ранней истории развития Атлантики и Тетиса.

Модель, предложенная автором [46, 47] и поддержанная некоторыми его коллегами, исходившая из того, что иранская континентальная кора, смещаясь в пермо-триасе к северу, закрыла Палеотетис во фронтальной части и открыла Неотетис в тыловой, не выдерживает критики. Геологические свидетельства против существования пермско-скифского Тетиса стали слишком убедительными, чтобы по-прежнему пренебрегать ими или объяснять их одной только субдукцией. Субдукция не способна уничтожить все следы пермско-скифского океана, сохранив в то же время во многих местах допермские и меловые океанические породы.

РАЗВИТИЕ ТЕТИСА И ЕГО ШИРИНА

Ширина Тетиса не может быть установлена, исходя из чисто геологических факторов. Геология может только указывать, что океанический Тетис не существовал в пермско-скифское время и что "широкий" Тетис, если он когда-либо и имел место, появился до поздней юры. Однако в это время рост океанической коры в Тетисе происходил одновременно с ее расширением в Атлантическом и Индийском океанах, тогда как теория тектоники плит требует компенсации роста коры одновременной субдукцией. Даже если мы допустим, что спрединг Тетиса имел место одновременно с субдукцией по его окраинам, то эта субдукция могла компенсировать только спрединг Тетиса и не была в состоянии компенсировать еще и дополнительный спрединг в Атлантическом и Индийском океанах. Более того, одновременно происходящие спрединг и субдукция препятствовали бы развитию обширного Тетиса; мы можем с таким же успехом оперировать узким Тетисом, в котором океаническая кора никогда не формировалась в объемах, больших, чем мы это видим сегодня в Офиолитовом поясе.

Таким образом, мы приходим к следующим выводам: 1) океанический Тетис никогда не был особенно широким; 2) субдукция Тетиса не могла быть очень значительной, так как не было достаточно обширного Тетиса, соответствующего такой субдукции; 3) расширение коры в Атлантическом и Индийском океанах не компенсировалось вовсе или недостаточно компенсировалось субдукцией Тетиса.

СУБДУКЦИЯ И КОЛЛИЗИЯ

Океаническая субдукция с последующим столкновением континентов является фундаментальным механизмом орогенеза в концепции тектоники плит. На Северном Востоке зона субдукции и коллизии определяется Осевым офиолитовым поясом.

Стало модным устанавливать субдукцию в Ирано-Гималайском орогеническом поясе исходя из присутствия известково-щелочных изверженных пород к северу от офиолитовых зон. Этот вывод базируется на геохимическом сходстве с современным вулканизмом островных дуг. Но в чем заключается действительная проблема? Объясняем ли мы появление вулканических пород субдукцией или субдукция устанавливается по присутствию вулканитов? Даже в современных системах желоб-оceanическая дуга субдукция совсем не бесспорна [51, 15]. Следовательно, мы должны сначала на самой объективной основе доказать, что субдукция существовала в орогеническом поясе, прежде чем мы начнем обсуждать, был ли с ней каким-то образом связана орогенический магматизм.

Единственно веским геологическим доказательством субдукции был бы подвиг, устанавливающийся как надвигание континентальных пород на породы океанического типа. На Среднем Востоке геологи отмечали и описывали многочисленные обнажения, в которых континентальные или эпиконтинентальные породы перекрыты офиолитами, что предполагает обдукуцию, но ни в одном бесспорном случае офиолиты не перекрываются породами континентального типа; где бы ни предполагалась последняя ситуация,

контакты оказывались субвертикальными, как это было убедительно доказано ранее [12, 26, 30]. Субвертикальное положение, разумеется, не отрицает полностью субдукцию, но может указывать на то, что ранее полого наклоненная зона Беньофа приобрела затем более крутое положение. Однако, если такое явление становится правилом, должны возникать сомнения. Но если даже мы примем субдукцию, несмотря на недостаточность ее признаков, существует фактор геологического времени, который не удается уложить в схему. Если именно субдукция вызывает известково-щелочной магматизм, то можно ожидать, что этот магматизм проявится именно во время субдукции, возможно начинаясь и заканчиваясь с некоторым запаздыванием. Поскольку субдукция Тетиса согласно теории тектоники плит компенсируется спредингом коры в Атлантическом и Индийском океанах, она должна была начаться и продолжаться одновременно с раскрытием и раздвижением этих океанов.

Начальный рифтинг привязывается многими авторами к позднетриасовому раздроблению Гондваны; В. Ланселот [34] считает, что Атлантика начала открываться в средней юре. Примерно в то же время, судя по возрасту осадков, начал открываться Индийский океан. В любом случае существенный и в основном непрерывный спрединг, очевидно, происходил в обоих океанах в течение мела и должен был, таким образом, компенсироваться последовательной субдукцией Тетиса, происходившей в то же самое время. Однако в вулканическом поясе Урмия—Базман (наиболее вероятное место проявления магматизма, связанного с субдукцией, к северу от Загросского шва) единственным примером мезозойского магматизма являются отдельные проявления интрузивной деятельности позднеюрского или раннемелового возраста (дабарремские граниты Ширкух). В этом поясе вулканизм начинается в эоцене и достигает своей кульминации в миоцене, в то самое время, когда субдукция должна была бы уже закончиться или постепенно сходила на нет.

Коллизия также не выдерживает проверки геологическим временем. Можно было бы ожидать, что коллизия выявляется с помощью совпадения во времени трех явлений: кульминации сжатия в офиолитовом поясе, начала сжатия вдоль пассивной до этого времени южной окраины и затухания магматизма, связанного с субдукцией. В Осевом офиолитовом поясе Ирана кульминация сжатия в основном связывается с образованием меланжа в позднемеловое—палеоценовое время, в то время как сжатие у южной окраины в складчатом поясе Загроса начинается не ранее позднего миоцена или плиоцена. Это отставание объясняется замедлением спрединга в Индийском океане после палеоценовой коллизии, но это должно было также замедлять субдукцию и связанный с ней магматизм. На самом деле вулканическая активность в Урмия-Базманском поясе начинается как раз к этому времени, а затем усиливается, достигая кульминации в миоцене.

ДАННЫЕ ПО ОМАНУ И МАКРЕ

Одним из наиболее важных секторов Ирано-Гималайского орогенического пояса, на котором можно проверить верность концепции тектоники плит, являются Оманский залив и его береговые зоны; Оманские горы с их гигантским офиолитовым покровом Семейл и Иранский Макран с его обширным развитием офиолитового меланжа. Различные факторы подтверждают предположение, что Оманский залив подстилается океанической корой [25]: большая глубина, акустический характер и скоростные свойства фундамента, вероятно, широтное простиранье магнитных аномалий, сильное положительное гравитационное поле Буге и пологое залегание осадков в абиссальной области. Таким образом, большинство геологов соглашаются с тем, что Оман-Макранский сектор является сектором офиолитового пояса, где столкновение еще не произошло. Это, однако, подразумевает, что напряженная складчатость Макранского флиша и наиболее активное развитие офиолитового меланжа, обнаруженные на Среднем Востоке, не являются результатом коллизии; в представлении теории тектоники плит ответственность за эти явления несет только субдукция, без вмешательства коллизии.

Быть может, нет лучшего примера, чем Макран, чтобы продемонстрировать, как прочно укоренилось стремление использовать понятие "субдукция" в качестве краеугольного камня в теории тектоники плит. В нескольких недавних публикациях Макран сравнивается с островной дугой. При этом постулируется активная субдукция от берега Макрана, несмотря на то, что сейсмические данные не подтверждают существование

вания зоны Беньофа, связанной с желобом и являющейся главным признаком активной субдукции на островных дугах: здесь не имеется желоба, Макран является одной из наименее сейсмичных зон Ирана и сейсмические профили в этой области не выявляют зоны Беньофа [32]. Таким образом, здесь вряд ли можно констатировать наличие активной субдукции.

Но, возможно, существовала более древняя субдукция, связанная с одной или несколькими зонами меланжа в Макране? Эта классическая область "серпентинитового меланжа" не изучалась систематически до самого недавнего времени [30], но некоторые из полученных результатов оказались очень важными (см. рис. 2). Депрессия Джаз Муриэн, подстилаемая, по мнению исследователей, палеозойско-мезозойскими отложениями платформенного типа, которые обнажаются на северной ее стороне, обрамляется с запада и юга обширными телами габбро с ультрабазитовыми включениями и ассоциирующими верхнемеловыми подушечными лавами и пелагическими отложениями. На юг от этой главной офиолитовой зоны следует так называемая зона Дуркан — клинообразная зона длиной около 200 км, образованная мелководными известняками с возрастом от перми до мела, лежащими на докембрийско-палеозойском континентальном субстрате. В зоне Дуркан офиолиты и пелагические осадки тесно перемежаются друг с другом в тектонических чешуях. К востоку пелагические осадки переходят в типичный меланж, содержащий огромные обломки дурканских известняков. Зона Дуркан, которая на юге соприкасается по крутому разлому с меланжем и эоценовым флишем, представляется, таким образом, гигантским клином континентальной коры, срезанным с Иранской платформы при движении главного тела офиолитов на север.

Метаморфизм высокого давления и узкие складки во флише не оставляют сомнений в том, что зона Макран была объектом значительного сжатия. Но, как и повсюду в Осевом офиолитовом поясе, разломы и оси складок очень круты. Более того, большинство меланжевых комплексов, прослеженных далее к югу, никоим образом не являются "линейными" структурами, а представляют собой изолированные тела, имеющие весьма неправильные очертания; некоторые из них пересекают под прямым углом широтные структуры неогеновых осадков и в этом смысле напоминают соляные диапиры (см. рис. 2). Было обнаружено также, что многие из этих меланжевых тел содержат блоки осадочных пород миоценового возраста. Все геологи, знакомые с Макраном, знают о постоянном отсутствии ориентировки во внутренней структуре меланжа: она представляет собой хаотическое сочетание глыб, сложенных различными осадочными и изверженными породами. При этом пласти сплоены и смяты в самых различных направлениях. В этом смысле меланж подобен соляным куполам, содержащим "экзотические блоки" (диапиры Хормуза).

ОФИОЛИТОВЫЙ ДИАПИРИЗМ И ГРАВИТАЦИОННАЯ ТЕКТОНИКА

Д. Десмонс [20], обнаружившая, что единственной распознаваемой ориентировкой в меланже является кливаж, задает вопрос: "Имеет ли Иранский меланж только тектоническое происхождение?" Учитывая вышеупомянутые структурные особенности, мы действительно можем задаться вопросом, не связаны ли некоторые из этих меланжевых комплексов, а возможно, даже и некоторые из самих офиолитовых тел с диапирисмом. А. Гансер [27, с. 198, рис. 8–10] описал несколько Муслимбахских офиолитов в Пакистане просто как "внедрение при диапировых дислокациях", допуская "некоторое очень позднее диапировое внедрение, последовавшее за интенсивным тектоническим сжатием". А. Фара и М. Зейган [24] заметили, что остаточные аномалии силы тяжести в тех же областях характеризуются беспорядочной ориентацией, ограниченными размерами и крутыми падениями на крыльях — особенностями, весьма сближающими их с диапировыми телами. Если столкновения в Оман-Макранском секторе не произошло, то обширные покровы Семейл и Ховасина в Омане не могли быть результатом коллизии.

Ф. Аллеман, Т. Петерс [4], К. Гленни [29] и другие исследователи соглашаются с тем, что эти покровы образовались под воздействием гравитационного скольжения, на что указывает недеформированная природа субстрата. Гравитационное скольжение многие авторы предполагают и для других крупных офиолитовых покровов в Иране, Пакистане и Гималаях. Однако это означает, что такие огромные массы офиолитов не

"выталкивались наверх" при надвигании, а "скользили вниз" под действием собственного веса из поднятых вверх оphiолитовых масс. Где находились эти поднятые массы и как они были подняты? Очевидно, что внедрение покрова путем оползания (скольжения) не влечет за собой сокращения коры. Мог ли Оман-Макранский сектор изначально быть (и, возможно, продолжать оставаться) скорее областью расширения коры, чем субдукции и сокращения?

ВОЗМОЖНАЯ АЛЬТЕРНАТИВА: РАСШИРЕНИЕ ЗЕМЛИ

Для решения различных проблем, поднятых в настоящей работе, предлагается теория расширения Земли [15]. Эта теория прежде всего позволила бы решить парадокс Тетиса (см. рис. 3). Х. Оуэн [37] показал, что обширный Тетис в традиционных реконструкциях Пангеи необходим лишь в том случае, когда палеомагнитные данные наносятся на Землю современных размеров; если принять радиус Земли в раннем мезозое, составляющим 80% от современной его длины, то будет получена не только более точная подгонка континентов друг к другу, но к тому же не возникнет необходимости заполнения пустого пространства обширным Тетисом.

Теория расширяющейся Земли также приписывает важную роль магме, мантийному диапиризму и гравитационной тектонике, как это было описано выше, в связи с внедрением оphiолитов на Среднем Востоке. Магматический диапиризм и гравитационная тектоника, возможно, не ограничиваются только оphiолитами. Дж. Сарвар и К. Де-Жонг [42] предположили, что появление крупных несогласных структур типа отрогов Нанга Парбат в Западных Гималаях могло быть вызвано скорее магматическим диапиризмом, чем местным сжатием, а образование структур типа гирлянд в хребте Солейман обусловлено гравитационным оползанием. Концепция расширяющейся Земли позволила бы также объяснить целый ряд других глобальных парадоксов, присущих теории тектоники плит и не менее досадных, чем парадокс Тетиса [15]: сближение северных континентов в районе Арктики, являющемся, как это ни парадоксально, районом расширения коры; сдвоение палеоэкваторов, определенных исходя из разных плит; перекрытие палеополюсов, все более увеличивающееся с геологическим временем, и др.

Однако теория расширяющейся Земли также не удовлетворяет полностью, как и свойственная ей тенденция не рассматривать вовсе или не придавать существенного значения сжатию коры. Диапиризм, хотя, возможно и играющий более важную роль в орогенических процессах, чем это считалось ранее, все-таки не может рассматриваться как главная причина структурного стиля таких хорошо известных линейных складчатых поясов, как Гималаи, Кавказ, Эльбурс. Теория тектоники плит объединяет расширение коры с ее сжатием; этот принцип необходимо сохранить, так как имеется несметное количество доказательств расширения коры в океанах и сокращения ее в орогенических поясах. Однако не существует ни одного неоспоримого доказательства, что расширение и сокращение коры должны компенсировать друг друга; скорее, как это пытался показать автор для Среднего Востока в настоящей работе и как это ранее было показано для Гималаев [48], геологические данные позволяют предполагать, что сокращение коры было недостаточным, чтобы компенсировать ее расширение. Расширение Земли, если представить его себе как преобладание расширения коры в океанах над его сжатием в орогенических зонах, хорошо объясняло бы геологические явления в океанах и орогенических поясах, и при этом не возникали бы парадоксы, которые обсуждались в настоящей статье.

ЛИТЕРАТУРА

1. Adamya Sh. A. Pre-Jurassic formations in the Caucasus. Tbilissi, 1968. Vol. 16. 294 p. (in Russ.). (Trudy AN GruzSSR).
2. Alavi-Tehrani N. Geology and petrography in the ophiolite range NW of Sabzevar (Khorasan/Iran) with special regard to metamorphism and genetic relations in the ophiolite suite: Thesis/ Univ. Saarbrücken. Saarbrücken, 1976. 156 p.
3. Allemann F. Time of emplacement of the Zhab Valley ophiolites and Bela ophiolites, Baluchestan (Preliminary Report). — In: Geodynamics of Pakistan/ Ed. A. Farach, K.A. DeJong. Quetta: Geol. Surv. Pakistan, 1979, p. 215–242.
4. Allemann F., Peters T. The ophiolite-radiolarite belt of the North Oman mountains.—Eclog. geol. heiv., 1972, vol. 65, N. 3, p. 657–659.
5. Argand E. La tectonique de l'Asie. — In: Intern. Geol. Congr. XIII sess. 1924, p. 171–372.

6. Argyriadis I., Graciansky P.C. de, Marcoux J., Ricou L.E. The opening of the Mesozoic Tethys between Eurasia and Arabia-Africa. — Mém. Bur. roch. géol. et minières, 1980, vol. 115, p. 199–214.
7. Auden J.B. India's former crustal neighbours. — Proc. Ind. Acad. Sci. A, 1981, vol. 47, N 6, p. 588–630.
8. Bally A.W., Allen C.R., Geyerm R.B. et al. Notes on the geology of Tibet and adjacent areas — report of the American plate tectonics delegation to the People's Republic of China. Va, 1980, N 80-501. 100 p. — (US Geol. Surv. Open File Rep.).
9. Barkhatov B.P. Tectonics of the Pamir. Lenin-grad: Univ., 1963. 242 p. (in Russ.).
10. Bassoulet J.-P., Colchen M., Guex J. et al. Permien terminal nérétique, Scythien pélagique et volcanisme sous-marin, indices de processus tectono-sédimentaires distensifs à la limite Permien-Trias dans un bloc exotique de la suture de l'Indus. — C. r. Acad. sci. D, 1978, vol. 287, p. 675–678.
11. Becker H., Förster H., Soffel H. Central Iran, a former part of Gondwanaland? Palaeomagnetic evidence from Infra-Cambrian rocks and iron ores of the Bafq area, Central Iran. — Ztschr. Geophys., 1973, Bd. 39, S. 953–963.
12. Blaise J., Bordet P., Carbonel J.-P., Montenat Ch. Flyschs et ophiolites dans la région de Panjaw: une suture néocimmerienne en Afghanistan central. — Bull. Soc. géol. France, 1978, vol. 7, N 5, p. 795–798.
13. Bozorgnia F. Paleozoic foraminiferal biostratigraphy of central and east Alborz Mountains. Teheran: Nat. Iran. Oil Co, 1973. 185 p.
14. Boulin J., Bouyx E. Introduction à la géologie de l'Hindou Kouch occidental. — Mém. Soc. géol. France, 1977, vol. 8, p. 87–105.
15. Carey S.W. The necessity for Earth expansion. — In: Expanding Earth Symp./Ed. S.W. Carey. Sydney, 1981, p. 375–393.
16. Chang Cheng-fa, Zheng Xi-lan, Pan Yu-sheng. The geological history, tectonic zonation and origin of uplifting of the Himalayas. Beijing: Acad. Sinica, Inst. Geol., 1977. 15 p.
17. Crawford A.R. Isotopic age data for the eastern half of the Alpine-Himalayan belt. — In: Zagros-Hindu Kush-Himalaya: Geodynamic evolution/ Ed. H.K. Gupta, F.M. Delany. Va, 1981, p. 189–204. (Amer. Geophys. Union/ Geol. Soc. Amer., Geodynamics Series; vol. 3).
18. Davoudzadeh M. Geologie und Petrographie des Gebietes nördlich von Nain, Zentral-Iran: Thesis ETH. Zürich, 1969. 90 S.
19. Delaloye M., Desmons J. Ophiolites and melange terrains in Iran: A geochronological study and its paleotectonic implications. — Tectonophysics, 1980, vol. 68, p. 83–111.
20. Desmons J. Are Iranian melanges of only tectonic origin? — Ofioliti, 1981, vol. 6, N 1, p. 77–86.
21. Dewey J.F., Pitman W.C., Ryan W.B.F., Bonnin J. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84, N 10, p. 3137–3180.
22. Dimitrijevic M.D. Geology of Kerman region. 1973. 334 p. (Geol. Surv. Iran Rep.; vol. Yu/52).
23. Eftekhar-nezhad J. L'étude géologique de la région de Mahabad (Kurdistan iranien) et l'évolution structurale du NW de l'Iran: Thesis/ Univ. Paris. P.: Centre d'Orsay, 1980. (manuscript).
24. Farah A., Zaigham N.A. Gravity anomalies of the ophiolite complex of the Khanozai—Muslimbagh-Qila Saifullah area, Zhob District, Baluchistan. — In: Geodynamics of Pakistan/ Ed. A. Farah, K.A. DeJong. Quetta: Geol. Surv. Pakistan, 1979, p. 251–262.
25. Farhoudi G., Karig D.E. Makran of Iran and Pakistan as an active arc system. — Geology, 1977, vol. 5, p. 664–668.
26. Gansser A. Geology of the Himalayas. L.: Intersci. Publ., 1964. 289 p.
27. Gansser A. Reconnaissance visit to the ophiolites in Baluchistan and the Himalaya. — In: Geodynamics of Pakistan/ Ed. A. Farah, K.A. DeJong. Quetta: Geol. Surv. Pakistan, 1979, p. 193–213.
28. Gansser A. The geodynamic history of the Himalaya. Zagros-Hindu Kush-Himalaya: Geodynamic evolution/Ed. H.K. Gupta, F.M. Delany. Va, 1981, p. 111–121. (Amer. Geophys. Union/ Geol. Soc. Amer., Geodynamics Series; vol. 3).
29. Glenie K.W., Boeuf M.G., Hughes Clarke M.W. et al. Late Cretaceous nappes in Oman mountains and their geologic evolution. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1973, vol. 57, p. 5–27.
30. GSI (Geological Survey of Iran). Geological map of Iran, 1 : 100 000 Series. Sheets 7444–Minab, 7445–Now–Dez, 7543–Dar Pahan, 7544–Qal'eh Manujan, 7545–Kahnuj, 7643–Avartin, 7644–Du Dur-Kan, 7743–Remeshk, 7843–Ramak, 7857–Qayen. Teheran: Geol. Surv. Iran, 1980–1982.
31. Honegger K., Dietrich V., Frank W. et al. Magmatism and metamorphism in the Ladakh Himalayas (the Indus-Tsangpo suture zone). — Earth and Planet. Sci. Lett., 1982, vol. 60, p. 253–292.
32. Jacob K.H., Quittmeyer R.C. The Makran region of Pakistan and Iran: Trench-arc system with active plate subduction. — In: Geodynamics of Pakistan/ Ed. A. Farah, K.A. DeJong. Quetta: Geol. Surv. Pakistan, 1979, p. 305–317.
33. Kravchenko K.N. Tectonic evolution of the Tien Shan, Pamir and Karakorum. — In: Geodynamics of Pakistan/ Ed. A. Farah, K.A. DeJong. Quetta: Geol. Surv. Pakistan, 1979, p. 25–40.
34. Lancelot Y. Birth and evolution of the "Atlantic Tethys" (Central North Atlantic). — Mém. Bur. rech. géol. et minières, 1980, vol. 115, p. 215–223.
35. Majidi B. Etude pétrostructurale de la région de Mashhad (Iran), Les problèmes des métamorphites, serpentinites, et granitoïdes "hercyniens": Thesis/Univ. Sci. et Méd. Grenoble, 1978. 277 p.
36. NIOC (National Iranian Oil Company). Geological Map of Iran, scale 1 : 1'000'000. Teheran: Nat. Iran. Oil Co, 1977.
37. Owen H.G. Atlas of continental displacement: 200 million years to present. A test of the conventional and expanding Earth models. Cambridge: Univ. press, 1983.
38. Paffengolts K.N. Outline of the magmatism and metallogenesis of the Caucasus. Yerevan: ANArMSSR, 1970. 434 p. (in Russ.).
39. Ricou L.-E. Le croissant ophiolitique péri-arabe, une ceinture de nappes mises en place au Crétacé supérieur. — Rev. géogr. phys. et géol. dyn., 1971, vol. 13, p. 327–350.

- ✓
40. Ruttner A.W. Sedimentation und Gebirgsbildung in Ost-Iran, erläutert an drei Beispielen. — Berlin, geogr. Abh. A, 1980, Bd. 20, S. 3–20.
 41. Sabzehei M. Les mélanges ophiolitiques de la région d'Esfandagheh (Iran méridional). Etude pétrologique et structurale. Interprétation dans le cadre iranien: Thesis /Univ. Sci. et Méd. Crenoble, 1974. 306 p.
 42. Sarwar Gh., DeJong K.A. Arcs, oroclines, sun-taxies: The curvatures of mountain belts in Pakistan. — In: Geodynamics of Pakistan/Ed. A. Farah, K.A. DeJong. Quetta: Geol. Surv. Pakistan, 1979, p. 341–349.
 43. Schreiber A., Weippert D., Wittekindt H.P., Wolfart R. Geology and petroleum potentials of Central and South Afghanistan. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1972, vol. 56, N 8, p. 1494–1519.
 44. Smith A.G., Briden J.C., Drewry G.E. Phanerozoic world maps. — Spec. Pap. Paleontol., 1973, vol. 12, p. 1–42.
 45. Staub R. Der Bewegungsmechanismus der Erde. B.: Bornträger, 1928. 270 S.
 46. Stöcklin J. Possible ancient continental margins in Iran. — In: Burk C.A., Drake C.L. The geology of continental margins. N.Y.: Springer, 1974, p. 873–887.
 47. Stöcklin J. Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia. — Mém. Soc. géol. France, 1977, vol. 8, p. 333–353.
 48. Stöcklin J. Himalayan orogeny and Earth expansion. — In: Expanding Earth Symp./Rd. S.W. Carey. Sidney, 1981, p. 119–130.
 49. Stöcklin J., Eftekhar-nezhad J., Hushmandzadeh A. Central Lut reconnaissance, East Iran. Tehran, 1972. 62 p. (Geol. Surv. Iran Rep.; vol. 22).
 50. Suess E. Das Antlitz der Erde: 3 Bd. Vienna, 1885.
 51. Tanner W.F. Deep-sea trenches and the compression assumption. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1973, vol. 57, N 11, p. 2195–2206.
 52. Wensink H., Zijderveld J.D.A., Varekamp J.C. Paleomagnetism and ore mineralogy of some basalts of the Geirud Formation of Late Devonian – Early Carboniferous age from the southern Alborz, Iran. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 41, p. 441–450.
 53. Zonenshain L.P. The geosynclinal theory and its application to the Central Asian Orogenic belt. Moscow, 1972, 240 p. (in Russ.). (Trudy NII Zarubegeologiya; vol. 26).

УДК 551.24 (575)

ИСТОРИЯ СТАНОВЛЕНИЯ СТРУКТУР СРЕДНЕЙ АЗИИ И ИХ ПОЛОЖЕНИЕ В ТЕКТОНИЧЕСКОМ ПЛАНЕ ЮГО-ЗАПАДА АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА

С.А. ЗАХАРОВ

Институт геологии АН ТаджССР, Душанбе, СССР

Г.С. ПОРШНЯКОВ¹

Ленинградский государственный университет, СССР

Еще в первой четверти нашего века Д.В. Наливкиным было установлено омоложение мобильных поясов в Средней Азии с севера на юг. Северные дуги (Северный и Срединный Тянь-Шань), по Д.В. Наливкину [12], сложены каледонидами, центральные дуги (Южный Тянь-Шань, или Алайская горная система) — герцинидами, южные дуги, включаяющие Гиссарский хребет, Таджикскую депрессию и Памир, — альпидами.

Позднее эта схема была несколько уточнена, а установленная закономерность экстраполирована на основную часть юго-запада Азиатского континента. Это способствовало не только расшифровке тектонического развития территории, но и пониманию генеральных законов становления и эволюции континентальной коры.

Схема² тектонического развития юго-запада Азии в фанерозое в самом общем виде представлена на рис. 1 (см. вкл.).

Довендинские структуры. Вскрыты фрагментарно в выступах древнего фундамента и в значительной мере переработаны позднейшими движениями. Поэтому составить сколько-нибудь связную картину общего тектонического плана в докембрии всей Средней Азии не представляется возможным. Мы отметим лишь, что наиболее древние, архейские и протерозойские, породы представлены амфиболитами, гнейсами, гранито-гнейсами, реже — мраморами, интенсивно метаморфизованными. В более молодых, рифейских, образованиях, кроме гнейсов, выделяются также вулканиты (порфириты,

¹ С.А. Захаровым освещены общие закономерности тектонического развития юго-запада Азии в фанерозое. Г.С. Поршняковым описано образование герцинских структур Тянь-Шаня.

² При составлении схемы использованы преимущественно обобщающие работы, включенные в список литературы.

порфиры, туфы), сланцево-карбонатные серии, иногда со строматолитами, грубообломочные отложения и пр. Отдельные блоки довенских образований находятся в сложных тектонических взаимоотношениях и прорваны многочисленными интрузиями. Часть осадочных образований, по-видимому, отлагалась в эвгеосинклинальных прогибах — трогах. Система таких геосинклиналей, частично завершивших свое развитие уже в байкальскую эпоху, установлена В.Г. Короловым [11] и другими в Северном Тянь-Шане.

Ранние палеозоиды (байкалиды, V—С). Пояс обрамляет южный угол Сибирской древней платформы и протягивается вдоль ее юго-западного края. В бассейне Енисея и Северной Монголии пояс занимает обширную площадь. В основном она сложена эвгеосинклинальными образованиями, среди которых на значительных участках распространены отложения океанического типа. Большие пространства заняты массивами и выступами довенской континентальной коры, местами (Восточный Саян и др.) перекрыты мощным миогеосинклинальным чехлом.

Ранее пояс байкалид, несомненно, был значительно шире. Части его, например Баянаульский, Центрально-Казахстанский и более мелкие массивы, вошли в среднем палеозое в состав каледонского пояса, а в герцинскую эпоху и позднее являлись элементами громадного Казахского массива (см. ниже). Срединные массивы с байкальским основанием отмечены и среди мезозоид, в частности крупный Сватский (Хазарский) массив.

Полоса байкалид, протягивающаяся западнее Урала, вероятно, относится уже к иной, Восточно-Европейской, области.

Средние палеозоиды (каледониды, О—Д). Пояс каледонид первоначально занимал обширную площадь. Наложение поздних палеозоид отделило большую его часть, вошедшую в состав сложно устроенного гигантского Казахского срединного массива. Этот массив расположен на территориях юга Западно-Сибирской низменности, северной части Туранской плиты, Центрально-Казахстанского щита, Северного и Срединного Тянь-Шаня. Среди каледонид располагаются выступы древнего фундамента; наиболее крупными являются Муюнкумский, Кокчетавский и Улутауский массивы. Участки с байкальским основанием занимают подчиненное положение.

Наиболее позднюю консолидацию в каледонскую эпоху, в позднем силуре, девоне, карба испытала преимущественно в южной части Казахского массива: в Срединном Тянь-Шане, отчасти в Бетпакдале и др.

Поздние палеозоиды (герциниды, С—Р). Герцинские сооружения широко распространены в северной половине рассматриваемой части Азии. Область развития герцинид включает протяженные пояса, разделенные срединными массивами с каледонским и еще более древним основанием.

Зайсанская система, являющаяся частью Иртыш-Гобийского пояса, судя по выходам ультрамафитов, вначале была зоной раздвига и являлась, по-видимому, "целевой" геосинклиналью. Проявления диастрофизма в ней закончились в раннем карбоне.

Юго-западнее, отделенная от Зайсанской системы узкой полосой каледонид Чингиз-Тарбагатайской зоны, располагается широкая, сложно устроенная Джунгаро-Балхашская система герцинид. Большинство зон системы прошло этап диастрофизма³ в начале карбона и даже еще раньше. Но во внутренней, Джунгарской, части (юго-восточнее оз. Балхаш) геосинклинальный режим удерживался до конца башкирского века.

По западной и южной периферии Казахского массива гигантской подковой протягивается Урало-Кокшальский пояс еще более молодых герцинид. Западная часть этой дуги образована Уральской системой. Эпоха диастрофизма завершилась в разных зонах Урала не одновременно. Но наиболее поздние этапы диастрофизма закончились в позднем карбоне, местами в начале перми. Большое значение в формировании структуры Урала имело надвиго- и шарьядеобразование [10], преимущественно с западной вергентностью.

Средняя часть дуги, от Приаралья до Каршинской степи, скрыта под мезозоем — кайнозоем юго-запада Туранской плиты и выступает лишь в отдельных горках Кызылкумов и восточнее в хребтах, продолжающих Южный Тянь-Шань к западу. От этого отрезка дуги отчленяется ветвь, протягивающаяся через Каспийское море в пределы

³ Под диастрофизмом мы будем понимать комплекс интенсивных проявлений тектогенеза, завершающих период геосинклинального (преимущественно, эвгеосинклинального) развития и призывающих к становлению континентальной коры.

Скифской плиты. В Средней Азии эта ветвь почти нацело скрыта под Каракумами. Значительная часть площади пояса занята либо срединными массивами, либо выступами древних пород в ядрах поднятий. Геосинклинальные образования формировались в рифтогенных прогибах. Первоначальная ширина этих рифтов неизвестна, но, несомненно, она была много больше современной ширины локальных поясов. Южная граница регионального Урало-Кокшаальского пояса проводится несколько условно некоторыми исследователями по Южно-Туркменскому разлому и южному краю Афгано-Таджикского массива, далее по долине р. Сурхоб и южным предгорьям Кокшаала, другими — по зоне встречных надвигов от южного подножия гор Ауминза (Южные Кызылкумы) к южному склону Кокшаала.

Развитие позднепалеозойских структур наиболее полно изучено в пределах Тянь-Шаня, а собственно герцинид — в системе Алая (Южного Тянь-Шаня). Поскольку это обстоятельство позволяет в известной мере рассматривать Алайские герциниды как тектонотонг дистрофических структур во всей Юго-Западной Азии, остановимся на тектоническом развитии Тянь-Шаня несколько детальнее.

В Северном (каледонском) Тянь-Шане эпикаледонские прогибы возникли вдоль периферических разломов. В позднем палеозое в этих прогибах формировались линейная складчатость и надвиги.

Срединный Тянь-Шань в среднем палеозое был относительно приподнят. Морские отложения S_2 — D_1 здесь отсутствуют, континентальные порфирио-туфовые вулканиты D_1 — D_2 распространены локально. В прогибах накапливаются континентальные красноцветы. В D_3 — C_1 начинается морская трансгрессия с юга. Глыбовые дислокации чехла, сложенного морскими отложениями, формировались с конца раннего карбона параллельно с накоплением герцинских, местами вулканогенных моласс C_2 — P в тыловых прогибах.

Уже в раннем палеозое намечается заложение Южно-Ферганской эвгеосинклинальной зоны и Алайско-Кокшаальской миогеосинклинали. В основании эвгеосинклинальных образований залегают породы офиолитового комплекса. В миогеосинклинали преобладают известняково-глинистые или доломитовые отложения кембрия. Ордовик представлен в эвгеосинклинали кремнисто-вулканогенными и в миогеосинклинали флишоидными породами. Нижний силур пестросланцевый, граптолитовый, часто песчаниковый, в эвгеосинклинальной зоне — иногда спилит-диабазовый.

В позднем силуре после локальных проявлений складчатости в Южно-Тянь-Шаньской геосинклинали устанавливается резкая фациальная зональность, сохранившаяся до среднего карбона. В результате образуется ряд формационных типов разрезов среднего палеозоя. Эти образования позднее сформировали серию тектонических покровов (рис. 2), прослеживаемых в Южном Тянь-Шане и западнее, в Кызылкумах. Каждый из таких шарьяжей сложен породами определенного формационного типа. Это позволило установить сложную площадную зональность среднепалеозойской седиментации.

С севера на юг здесь располагались следующие формационные типы геосинклинального комплекса (см. цифры на рис. 2):

1. Граувакково-сланцевый, приуроченный к склону срединного массива; участвует в строении верхнего покрова.
2. Вулканогенный спилит-диабазовый; слагает второй сверху тектонический покров.
3. Карбонатный, относящийся к геантклинальным отмелем; образует локальные линзовидные тела третьего покрова.
4. Кремнисто-сланцевый — маломощные отложения некомпенсированного прогиба; слагает четвертый, часто выклинивающийся покров.
5. Известняковый — отложения компенсированной части прогиба, местами содержащие пачку вулканитов смешанного состава; образует пятый сверху покров.
6. Кремнисто-глинистый, иногда с линзами песчаников, конгломератов и серпентинитов; слагает неповсеместно развитый шестой покров.
7. Известняково-доломитовый — отложения внутренней окраины миогеосинклинальной зоны; формирует седьмой покров, широко распространенный на западе и часто отсутствующий на востоке Южного Тянь-Шаня.
8. Сланцево-известняковый; обнажается в ядрах антиформ в Кызылкумах, где подстилает седьмой покров; на востоке не известен.
9. Известняково-сланцевый — отложения с пелагической фауной; образует девятый (?) покров.

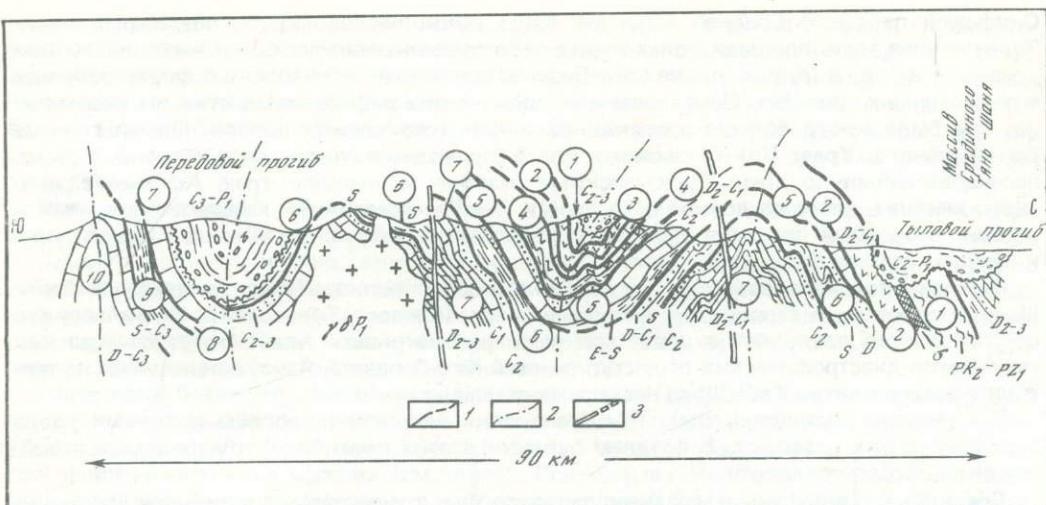


Рис. 2. Схематизированный разрез герцинид Южного Тянь-Шаня (северный склон Алайского хребта)

1 — поверхности шарырования (первый этап герцинских деформаций); 2 — осевые поверхности синклиналоидов и антиклиналоидов (второй этап деформаций); 3 — поверхности секущих взбросов и взбросо-сдвигов (четвертый этап деформаций). Цифры на рисунке — тектонические покровы

Еще южнее располагались формационные зоны среднего палеозоя, относящиеся к автохтону или паравтохтону:

10. Известняковые отложения с бентосной фауной, обычно сильно мраморизованы.

11. Терригенные отложения, развиты на северном и западном склоне Таримского массива.

12. Сланцево-известняковые отложения, непосредственно обрамляющие Таримский массив.

Последние два типа на разрезе (см. рис. 2) не показаны.

Реставрированная таким образом зональность герцинского геосинклинального осадкообразования в Южном Тянь-Шане указывает на сложность тектонической и палеогеографической обстановки его формирования. Логически можно построить схему с более простой фациальной зональностью, но пришлось бы допустить еще более сложное и неоднократное шарырование.

Герцинские структуры сжатия формировались в Южном Тянь-Шане длительно, с конца раннего карбона до начала триаса. Несколько условно можно выделить до пяти этапов структурообразования.

Первый этап — шарырование. Относительные горизонтальные амплитуды тектонических перекрытий, с учетом тектонических окон и экзотических массивов определяются в 30—60 км, возможно, и больше. Судя по возрасту флишевых толщ, шарырование в Южном Тянь-Шане началось на севере с возникновения верхних покровов в конце раннего карбона и заканчивалось на юге в ранней перми. В процессе шарырования растут мощности флишевых толщ в смещающемся к югу Передовом прогибе. Проявлений вулканизма в нем практически не наблюдается. Заметны скачки возраста флиша с переходом от одного покрова к другому. В процессе шарырования образуются также флишоиды и молассы тыловых прогибов. На южном краю массива Срединного Тянь-Шаня в таких прогибах длительно формировались вулканогенные молассы. Формы структур первого этапа указывают на сближение Таримского и Срединно-Тянь-Шаньского массивов на сотни километров, но, возможно, и значительно больше.

Второй этап деформаций характеризуется образованием крупных субширотных складок всего пакета покровов — антиклиналоидов и синклиналоидов (иначе — антиформ и синформ). Пакет покровов, включающий 5—6 пластин, изгибаются при этом как единое целое в складки с крутыми, иногда даже запрокинутыми (обычно к северу, навстречу движения шарыажей) крыльями. Сравнительно правильная форма этих складок и относительная выдержанность покровов позволяют прогнозировать геологическое строение на глубине. Мнение о возможности выжимания покровов из осевых зон син-

клиналоидов [4] не вяжется с наличием аллохтонных массивов в осевых зонах этих структур, отсутствием зон встречных надвигов на погружениях антиклиналоидов, геофизическими и пока еще немногочисленными материалами буровых работ.

На третьем этапе формировались крупные горизонтальные складки, т.е. двойные флексурообразные изгибы простираций осевых линий складок второго этапа и слоев в их крыльях. Наиболее крупной из таких структурных форм является Восточно-Ферганская "сигмоида", намеченная еще Д.И. Мушкетовым (см. работу [3]). Подобные же, но менее крупные S-образные изгибы можно видеть и в других районах (хр. Коккия, бассейн Чакыркорума).

Четвертый этап деформаций привел к образованию субширотных крутопадающих разрывов и вертикальных складок. Соотношения этих дислокаций с флексурами третьего этапа видны только там, где они почти поперек пересекают субмеридиональные отрезки сигмоид. Субширотные разрывы, секущие меридиональное крыло Восточно-Ферганской флексуры, имеют признаки значительных сдвиговых смещений. Эти разрывы перемещают поверхности шарьяжей, нарушают последовательность покровов, часто сопровождаются гидротермальной минерализацией.

С третьим-четвертым этапами по времени появления связаны гранитоидные интрузии, не обнаружающие четких структурных связей с более ранними дислокациями. Нужно отметить, что герцинские гранитоиды выходят далеко за пределы породившей их геосинклинали, проникая в Срединный, Северный Тянь-Шань и далее в глубь Казахского массива.

Пятый, завершающий этап герцинских движений характеризуется образованием диагональных (северо-запад и северо-восток) крутопадающих разрывов с ясно выраженным признаками сдвиговых смещений. По времени пятому этапу соответствуют внедрение щелочных интрузий, даек, рудная минерализация. Среди диагональных сдвигов особое место занимает Таласо-Ферганский правый сдвиг с максимальной амплитудой смещения около 180 км (в районе Атойнакского и Джамандаванского хребтов). Подобные и параллельные ему линеаменты известны также в Казахстане (Чингизский сдвиг) и в Туркмении. Подвижки по ним продолжаются и ныне.

Южная, Гиссаро-Восточно-Алайская, часть горных сооружений Южного Тянь-Шаня в отличие от северной характеризуется северным направлением движения поверхностных масс, что придает зоне раздела (предполагаемого "бара") характер синвергентной структуры. Основываясь на структурных признаках и сходстве разрезов палеозоя, некоторые исследователи ([14] и др.) эту ветвь герцинид продолжают к востоку не в Кокшальский хребет, а в Западный Кунальунь, возрождая идею Г. Штепле о "баре", связывавшем Русскую платформу с Таримским массивом.

В Гиссаро-Алае также могут быть намечены эв- и миогеосинклинальные зоны, хотя первая, расположенная южнее, выражена слабо. Латеральная изменчивость геосинклинального комплекса в Гиссаро-Алайском комплексе менее резкая, чем на севере, но и здесь имеются разрезы среднего палеозоя с основными вулканитами (эвзона), есть разрезы лептогеосинклинального типа с кремнисто-сланцевым девоном, есть мощные карбонатные толщи (от S_1 до C_2). Структуры этого района характеризуются наличием множества тектонических чешуй на крыльях крупных синформ. Восточный Алай образован пакетом тектонических покровов [14], изогнутых конформно. Самое верхнее положение в ядре синформ занимает покров, образованный метаморфическими породами, ниже наблюдаются терригенно-вулканогенные, затем известняковые толщи и вновь терригенно-вулканогенные образования (эвгеосинклиналь и лептогеосинклиналь). Ниже расположены карбонатные толщи, а еще ниже — терригенные миогеосинклинальные отложения, окаймляющие западный край Таримского массива и относимые к автотхтону. Чем ниже лежит каждая из перечисленных единиц, тем моложе венчающие ее флишовидные толщи. В верхних покровах они имеют раннекаменноугольный, а в нижних — раннепермский возраст.

"Кусты" массивов поздних гранитоидов очень неравномерно распределяются в пределах Гиссаро-Восточно-Алайских герцинид.

Хотя развитие герцинских структур Южного Тянь-Шаня, описанное выше, в известной мере может рассматриваться как прототип геосинклинального и последующего диастрофического структурообразования, необходимо отметить, что эволюция каждой геосинклинали имеет свои особенности. В частности, в ряде поясов не установлено четко выраженной этапности формирования структур (возможно, из-за недостаточной изу-

ченности); многие из отдельных процессов диастрофизма продолжались или проявлялись самостоятельно и позднее, в период тергального развития подвижных поясов, значительно видоизменяя структурные формы, и т.д.⁴

Южнее Гиссаро-Алая располагалась небольшая щелевая герцинская геосинклиналь, испытавшая диастрофизм еще позднее, в середине пермского периода. Поскольку образования этого локального пояса впоследствии оказались уже в пределах мезозойд, они изображены на рис. 1 как срединный массив с герцинским фундаментом. В кайнозое эта тектоническая зона была изогнута в крутую дугу, и ныне герцинские сооружения прослеживаются от района Бамиана (Северо-Восточный Афганистан) по Бадахшанской зоне, включающей Юго-Западный Дарваз, и далее — по дуге Северного Памира, сближенной с Алаем. На восточном фланге Памира они, вероятно, слагают мало еще изученный Западный Куньлунь и юго-восточнее — осевую часть собственно Куньлуня.

При переходе к южным областям геосинклинальные образования все более теряют энгесинклинальный облик. Соответственно уменьшается и выраженность явлений диастрофизма. Нередко приходится руководствоваться отдельными признаками — образованием в прошлом, судя по офиолитам, трогов с дном океанического типа, мощностями и составом отложений, характером деформаций, наличием гранитоидов и др., а не полным их набором.

Ранние мезозоиды (индосиниды, Т). Образуют наиболее северный из мезозойских поясов. По-видимому, в состав пояса входили обширные площади срединных массивов с герцинским и более древним основанием. Отложения же, которые с известной натяжкой можно считать геосинклинальными, образуют лишь узкие полосы. В Придарвазье, в небольшом хребте Васмикух (около 38° 20' с.ш.), отмечены морские терригенные отложения нижнего триаса, отсутствующие здесь в окружающих районах, вплоть до предгорий Гиндукуша. Это позволяет предположить, что Васмикухский блок является экзотическим и перемещен по сдвигам Бадахшанской зоны из Бандитуркестанского прогиба. В последнем накапливались нижнетриасовые отложения геосинклинального типа. Эта полоса индосинид разделяет Афгано-Таджикский массив и киммериды Срединного Афганистана. Западнее полоса предположительно продолжается под Копетдагом на Кавказ. Граница пояса по Северо-Памирскому разлому условна. Восточнее Памира складчатые сооружения индосинид распространены в Каракоруме, Тибете и, возможно, в южных предгорьях Восточного Тянь-Шаня [1].

Средние мезозоиды (киммериды, Ј). В еще большей степени, чем пояс индосинид, разорваны позднейшими горизонтальными движениями на отдельные обрывки. Такие фрагменты отмечены в Тибете, Каракоруме. Один из них хорошо изучен на Южном Памире. Небольшие "линзы" киммерид зажаты между разрывами Бадахшанской лево-сдвиговой зоны, а также южнее Памира. Таким образом, весь Нуристано-Памирский (Бадахшанский) массив древних пород входит в состав пояса киммерид. Юго-западнее киммериды образуют узкую (15–60 км) полосу Срединного Афганистана (Западный Гиндукуш). Она настолько ската и деформирована надвигами и правыми сдвигами, что наибольшее развитие здесь, кроме чехла, получили выходы древних пород, а на долю геосинклинальных образований киммерид остались лишь узкие полоски. Ранее весь Срединный Афганистан рассматривался как зона единого разлома (Герирудского, или Главного Гиндукушского). Западное продолжение этой системы неясно. Предположительно, она окаймляет с севера и запада "глыбу" Лут в Восточном Иране. Но, возможно, она протягивается далее к западу в район Хамадана, а в западном обрамлении Лутского массива находятся уже поздние мезозоиды. Западнее этой последней системы располагается еще минимум одна небольшая подковообразная система киммерид. Еще одна полоса, судя по несогласному налеканию баррема и апта на мальм, также

⁴ Под тергалами понимаются подвижные пояса, уже прошедшие период геосинклинального развития и этап энгесинклинального диастрофизма, но еще не стабилизованные до состояния кратонов (древних платформ). Тергальный режим характеризуется чередованием периодов относительного покоя (квазиплатформенной обстановки) и этапов проявлений интенсивного тектогенеза и магматизма [9]. Этапы тектонической ревивации обычно синхронны этапам диастрофизма наиболее молодых геосинклинальных поясов. Эта реактивация со временем, от этапа к этапу, ослабевает. План формирующихся структур, как правило, наследуется от предыдущих эпох тектогенеза. В ансамблях подвижных поясов фронт геосинклинального режима и последующего диастрофизма мигрирует от кратонов к океанам ("наращивание материков"), а более древние тергальные пояса остаются в тылу.

предположительно протягивается на севере Ирана по зоне Биналуд—Эльбурс. На востоке полоса соприкасается с поясом ранних мезозоид, западнее эти пояса разделяются Южно-Каспийским массивом.

Поздние мезозоиды (аустроиды, К). Этот пояс, включающий и ларамиды, еще более разрознен. В пределах схемы на востоке остатки его представлены "индским флишем". Продолжение пояса западнее усматривается в Фарахрудской системе (Центральный Афганистан). Эта система с юго-западным простиранием структур, начинаясь на севере от пояса киммерид Срединного Афганистана, погружается на юге под молодые отложения Сеистанской впадины. Дальнейшее поведение системы не ясно. По нашему мнению, насколько можно судить по простиранию линейных аномалий магнитного поля, она поворачивает к западу, в сторону Лутского массива. Наконец, к поздним мезозоидам, вероятно, следует отнести часть аллохтона хребта Загрос.

Ранние кайнозоиды (собственно альпиды, Р—N₁). Входят в состав паравтохтона в Низких Гималаях. Этая полоса заканчивается в провинции Джамму и Кашмир. Продолжение ее, смещенное к югу, пересекает Северный Пакистан и далее, поворачивая к югу и резко расширяясь, образует дугообразную Сулейманову систему. На северо-западе, в пределах Афганистана, эта система граничит с Аргандаб-Дариурдским срединным массивом по левостороннему Чаманскому сдвигу. На юго-западе простирания структур испытывают резкий изгиб к северу (Кветтский синтаксис). Далее к югу и юго-западу пояс вновь расширяется, образуя дугу Макранской системы. Восточная, субмеридиональная, часть последней обычно выделяется в Киртарскую систему. Система Макран протягивается вдоль берега Аравийского моря до границы Пакистана с Ираном. Далее она разделяется на две ветви. Северная, Серхедская, или Восточно-Иранская, ветвь уходит к северо-западу до массива Лут. Основной ствол пояса продолжает систему Макран. На долготе Ормузского пролива, насколько можно судить по имеющимся данным, система служится и выклинивается в аллохтоне Главного надвига Загроса.

Поздние кайнозоиды (поздние альпиды, N₂—Q). Самый молодой пояс, плиоцен-четвертичный, менее всех остальных соответствует понятию об эвгеосинклиналях. На востоке он обычно выделяется как пояс передовых (предгорных) прогибов — Предгималайского, Предсулейманского, Предкиртарского. На всем этом протяжении накопилась мощная толща третичных флишоидов и неоген-четвертичных моласс. Судя по геофизическим данным и редким буровым скважинам, эта слабометаморфизованная толща, смятая новейшими движениями, в Предгималах сорвана с мезозойского (возможно, и нижнепалеогенового) цоколя и образует покровные складки. Юго-западнее хр. Киртар пояс приобретает широтное протяжение и уходит под воды Аравийского моря, появляется в северо-восточном Омане, пересекает Персидский залив и далее его отложения образуют систему хр. Загрос. В отличие от Сиваликской системы в Загросе весь мезозой—кайнозой и пермь смяты новейшими движениями совместно.

По своему расположению в ансамбле рассматриваемый пояс соответствует "полноченному" подвижному позднеальпийскому поясу. Это подтверждается и непосредственным продолжением его в пояс современной геосинклинали, окаймляющей Индонезийский архипелаг. Кроме того, в пределах пояса присутствуют офиолиты, хотя и немногочисленные. Поэтому больше оснований считать этот пояс не предгорным прогибом, как это делается обычно, а геосинклиналью с незавершенным диастрофизмом.

Таков общий план расположения в Юго-Западной Азии разновозрастных подвижных поясов. Контуры, возраст, тектоническая принадлежность, внутренняя структура некоторых элементов в сложных горных узлах, особенно в пределах Памиро-Пенджабского синтаксиса, а также под сплошным покровом мощного чехла (Туранская плита, Афгано-Таджикская депрессия, Сеистанская впадина, Центральный Иран и др.) далеко еще не выяснены.

Все фанерозойские пояса испытывают с эпохи диастрофизма до настоящего времени тергальный режим. Приведем для примера в самом кратком виде историю западной части южного склона Гиссарского хребта. Вплоть до позднего карбона здесь шло накопление геосинклинальных отложений. Верхнекаменноугольные флишоиды и внедрение в среднем (?) —позднем карбоне гранитоидных интрузий свидетельствуют о диастрофическом режиме. После орогенеза и последующей денудации на все эти образования резко несогласно наслоились кварцевые порфиры ("субсеквентный" вулканизм). В это же время или в поздней перми внедрились жилы кислых пород и лампрофиров. Все это указывает на то, что эпигеосинклинальный ороген завершился в С₁—P₁, а

в Р₂ наступила уже кратковременная эпоха квазиплатформенного режима, возможно, небольшого растяжения. Она закончилась новым проявлением орогенеза в конце первоми-раннем триасе, оставившего след в виде красноцветных терригенных отложений, включающих конгломераты и линзы средних по составу эфузивов. В этот же этап в верхнюю часть коры внедрилась гранитоидная субщелочная магма.

Эпоха последующего успокоения (Т₂₋₃), во время которой местами образовалась кора выветривания, в конце триаса и лейасе вновь сменилась орогенезом, довольно резким, судя по конгломератам и брекчиям (встречены неокатанные глыбы до метра и больше в поперечнике). В средней юре шла денудация горных останцов. В мальмё вновь возобладали квазиплатформенный режим и растяжение (опускание, осаждение карбонатов и эвапоритов, образование жил лампрофиров в отложениях J₁₋₂). В неокоме возобновился орогенез. Нижнемеловые красноцветы с прослойями конгломератов трансгрессивно налегают на юру и палеозой. Новый этап замирания тектонических процессов длился вплоть до олигоцена и был прерван лишь проявлениями парамийской фазы — поднятием dna морского бассейна, местными перерывами осадконакопления, образованием отдельных пологих складок с запад-северо-западным простиранием южнее, в Таджикской депрессии. Наконец, в неоген-четвертичное время протекает последний этап орогенеза.

Тергальные горные поднятия имели субширотные протяжения. Другими словами, общий тектонический план является унаследованным с карбона, т.е. со временем диастрофизма. Этапы же тергального орогенеза и магматизма приблизительно совпадают с этапами завершения эпохи диастрофизма в более молодых поясах, вплоть до позднеальпийского. Отголоски этих событий отчетливо прослеживаются и в чехле квазиплатформ (молодых платформ), в частности на территории Турана. Эти закономерности свойственны не только Средней Азии, но и всему ансамблю фанерозойских подвижных поясов юго-востока Азии. В некоторых случаях унаследованность движения на первый взгляд нарушается. Наиболее ярким примером могут служить субмеридиональные протяжения молодых складчатых гряд Таджикской депрессии, перекрестные относительно широтных простираций более древних структур. Однако подобные исключения находят объяснения в особенностях тектонического развития регионов, в данном случае — в простирации Дарвазского разлома, служившего проводником для флюидов [7].

Новейшие, неоген-четвертичные, тектонические движения — наиболее очевидные проявления тергального орогенеза. Кроме собственно горообразования, с этими движениями связаны молодые гранитоидные интрузии, большие сдвиговые смещения, расслоение земной коры, в частности и чехла массивов, и образование шарьяжей и покровной складчатости (Афгано-Таджикский, Кабульский массивы, Южный Памир, Срединный Афghanistan, Центральный Иран и др.), сейсмичность, повышенный тепловой поток, телетермальные проявления и т.д.

Исключительно важным событием новейшего времени явилось оформление Памиро-Пенджабского синтаксиса. Оно сыграло большую роль в формировании тектонического строения Средней Азии, особенно ее юго-восточной части. Это событие — следствие смещения масс коры в пределах площади синтаксиса относительно соседних регионов к северу на сотни километров. Оно вызвало резкое изгибание ранее прямолинейных субширотных тектонических зон, сближение фронта (Северный Памир) с Алаем, развитие фронтальных надвигов — Вахшского и Северо-Памирского (Дарваз-Каракульского) — и фланговых сдвигов — Каракорумской и Кунальунской правосдвиговых зон (фактически это единая большая зона) — на востоке, Чаманского (Мукур-Чаманского) левого сдвига и продолжающей его Бадахшанской сдвиговой зоны на западе.

Нужно попутно отметить, что предположение о первичности дуг синтаксиса, защищаемое некоторыми исследователями, окончательно опровергнуто в последние годы, после изучения геологии Аfghanistan и проведения палеомагнитных исследований в Таджикистане.

За пределами собственно синтаксиса с его образованием, вероятно, связаны молодые смещения по Таласо-Ферганскому разлому, окончательное формирование Восточно-Ферганской сигмоиды и др. Более опосредованы связи с синтаксисом правых смещений по субширотным сдвигам в южных предгорьях Алая и в Гиндукуше.

В особый раздел должны быть выделены шарьяжи и покровные складки, генезис которых трудно объяснить воздействиями внешних механических усилий. Шарирова-

ние, как мы видели выше, связано как с геосинклинальными (диастрофическими) условиями, так и с проявлениями тергального орогенеза. Эта проблема представляется одной из самых трудных и наименее разработанных в тектонике.

Наиболее общей и важной закономерностью становления тектонического плана юго-запада Азии является отмеченное выше омоложение мобильных тектонических поясов с севера на юг, от Сибирского кратона вплоть до Индостана и Аравийского моря. Отметим попутно, что это обстоятельство не позволяет согласиться с предположением, защищаемым некоторыми тектонистами, о принадлежности к Гондване срединных массивов Центрального Ирана, Афганистана, Северной Индии и др., а также "кристаллических осей" Гималаев и других горных сооружений Южной Азии.

Подтверждаются прежние представления о наращивании древнего ядра континента, о центробежной миграции геосинклинального режима, оставляющей в тылу более древние тергальные пояса и их ансамбли. Однако закономерность, формулируемая как "наращивание материков", оказывается справедливой лишь для юга Западной Азии и не относится к северным "берегам" гондванских континентов – Индостану и Аравии. Таким образом, это наращивание не является общей закономерностью.

Становление континентальной коры и основное структурообразование происходили в эпохи диастрофизма по схеме, описанной для герцинид Южного Тянь-Шаня. Однако в других геосинклиналях не все этапы этого процесса столь же четко выражены и разграничены. Но окончательное формирование структур юго-запада Азии, в частности Средней Азии, не ограничивалось диастрофизмом, а продолжалось в период тергального развития земной коры и выражалось в неоднократной и разнотипной ее активизации. В особенности выпукло это отражено в формировании структур, прямо или косвенно связанных с Памиро-Пенджабским синтаксисом.

Попытки дать объяснение формированию ансамблей подвижных поясов, хотя бы в гипотетической форме, предпринимались неоднократно. Однако все они не достигают полностью поставленной цели. Такие гипотезы можно разделить на две группы.

Одни из этих гипотез опираются на фиксистские позиции и исходят из представления о наращивании сиалических ядер за счет океанов вследствие ступенчатой дифференциации мантии (см., например, [13]). К этой же группе относится гипотеза, предусматривающая обратный процесс: последовательная базификация материковой коры, обламывание краев континентов и погружение кусков "оceanизированной сиалической коры в мантию" [2]. Эти в общем логичные концепции вызывают, однако, ряд возражений, из которых минимум два представляются решающими. Во-вторых, предполагаемые процессы должны были бы вести к увеличению плотности мантии под континентами по сравнению с окружающими океанами; в действительности же наблюдается обратная картина. Так, плотность мантии под Тихим океаном выше, чем под соседними континентами (по В. Таннеру, например, на 10%). Во-вторых, в эти концепции не вписывается дрейф континентов, который ныне можно считать установленным. Отметим попутно, что палеомагнитные и палеогеографические данные позволяют с достаточным основанием полагать, что Сибирский кратон сместился за фанерозой к северу минимум на 50–60°. Это положение весьма существенно для понимания эволюции коры юго-запада Азии.

Альтернативные построения второй группы гипотез, основанные на мобилистской концепции, в подавляющем большинстве являются вариациями гипотезы плитовой ("новой глобальной") тектоники. Но и эта гипотеза не дает удовлетворительного объяснения многим чертам тектоники конкретных регионов и целых континентов, в частности Азии. Не вдаваясь в оценку гипотезы в целом, отметим лишь, что одним из основных ее недостатков является невозможность с ее помощью истолковать формирование ансамблей подвижных поясов.

По мнению С.А. Захарова [5, 6, 8], наиболее приемлемой является гипотеза зонного тектогенеза, позволяющая избежать указанных и многих других затруднений. Гипотеза зиждется на двух постулатах: наличие в средней мантии поясов (тектоноферов) преимущественно сиалического состава и независимая тенденция всей литосферы к горизонтальному смещению. В тектоноферах, вследствие их неравновесного (с вмещающей мантией) состояния, периодически возникают процессы типа зонной плавки, проникающие от нижней мантии вверх по поясу. При достижении этими процессами астеносферы ей передается излишек тепловой энергии и литофильных элементов и происходит

частичное плавление астеносферы. Это позволяет реализоваться тенденции литосферы к быстрому смещению в пределах пояса над тектонофорой. Сначала происходит растяжение пояса (геосинклинальный период), затем скатие и образование континентальной коры (эпоха диастрофизма) и, наконец, по мере истощения очередной порции энергии и сиалического материала наступает период покоя. Далее цикл повторяется. Тем же процессам подвергается следующий пояс литосферы. Некоторая часть энергии и флюидов при этом проникает в ранее образовавшиеся тергальные пояса по оживающим зонам проницаемости (волноводы в коре и верхней мантии), вызывая повторные, но ослабленные проявления тектоценеза в тергалах.

Один из отрезков глобального пояса тектонофоров расположен южнее рассматриваемой территории в зоне современных тропиков. Азиатский континент в фанерозое смешался к северу. Этими двумя факторами преимущественно и было обусловлено текtonическое развитие рассматриваемой территории (Урал, по нашим представлениям, из этой схемы и исключается и относится к иной системе поясов).

Формирование ансамбля подвижных поясов Юго-Западной Азии, представляющееся наблюдателю как миграция к югу процессов геосинклинального режима и образование континентальной коры, в действительности в соответствии с гипотезой зонного тектоценеза происходит в течение больше 0,5 млрд. лет на одном и том же месте относительно тектоноферного пояса, который может быть принят за неподвижный репер. Океан Тетис при этом испытывал непрерывное сужение и вырождение не только потому, что Лавразийские континенты двигались к северу медленнее "догонявших" их материков Гондванской группы, но и вследствие постоянной переработки, в процессе становления континентальной коры, северных окраин и присоединения образующихся подвижных поясов к южным "берегам" Евразии.

Что же касается происхождения тектонофоров и причин смещения литосферы, эти проблемы должны рассматриваться в связи с образованием Земли, ее первичным строением и развитием, т.е. с комплексом проблем, которые в этом кратком очерке не могут обсуждаться.

Необходимо добавить, что, по мнению Г.С. Поршнякова, происхождение структур Средней Азии и смежных районов все же может быть в принципе объяснено с позиций гипотезы плитной тектоники с оговоркой о раздробленности и меньшей жесткости плит, чем это допускается гипотезой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белов А.А., Гатинский Ю.Г., Моссаковский А.А. Индосиниды Памира, Афганистана и Юго-Восточной Азии и значение позднетриасовой эпохи складчатости в формировании Евразиатского континента. — В кн.: Закономерности тектонической структуры Средней Азии. Душанбе: Дониш, 1981, с. 27–31.
2. Белоусов В.В. Некоторые вопросы строения и условий развития переходных зон между материками и океанами. — Геотектоника, 1981, № 3, с. 3–23.
3. Бискэ Ю.С., Поршняков Г.С., Талашманов Ю.А. Герциниды Ферганского хребта и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1982. 128 с.
4. Довжиков А.Е. Тектоника Южного Тянь-Шаня. М.: Недра, 1977. 171 с.
5. Захаров С.А. Гипотеза зонного тектоценеза (на примере области Памирского скручивания). — Изв. АН Таджикской ССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1967, № 2, с. 98–110.
6. Захаров С.А. Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектоценеза. Душанбе: Дониш, 1970. 307 с.
7. Захаров С.А. Генезис покровной складчатости. Душанбе: Дониш, 1979. 167 с.
8. Захаров С.А. Памиро-Пенджабский синтаксис в системе тектонических поясов юго-запада Азии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979, т. 54, № 6, с. 11–23.
9. Захаров С.А., Ачилов Г.Ш., Бельский В.А. О тектоническом развитии западной части Центральной Азии. — В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. М.: Недра, 1964, с. 191–201.
10. Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. Происхождение складчатости. М.: Наука, 1981. 135 с.
11. Королев В.Г. Основные черты тектоники, осадконакопления и магматизма в позднедокембрийской истории Тянь-Шаня. — В кн.: Соотношение геологических процессов в палеозойских складчатых сооружениях Средней Азии. Фрунзе: Илим, 1981, с. 180–189.
12. Наливкин Д.В. Очерк геологии Туркестана. Ташкент; Москва: Туркпечать, 1926. 184 с.
13. Полов В.И. Ядерная теория развития земной коры. Ташкент: Изд-во Самарканд. ун-та, 1960. 170 с.
14. Яговкин А.В. История развития и схема тектоники герцинид Южного Тянь-Шаня и Куэнь-Луня. — В кн.: Проблемы тектоники земной коры. Иркутск, 1973, вып. 1, с. 204–241.

ТЕКТОНИКА АФГАНО-ЮЖНО-ТАДЖИКСКОГО СЕКТОРА АЗИАТСКОЙ ЧАСТИ ТЕТИСА

В.И. ДРОНОВ

Институт геологии АН ТаджССР, Душанбе, СССР

Ш. АБДУЛЛА

Департамент геологии и полезных ископаемых Афганистана,
Кабул, ДРА

Территории Афганистана и Южного Таджикистана являются соседними. Смежные составляющие их тектонические регионы представляют собой части единых крупнейших структур азиатской части Тетиса.

Южнотаджикская часть структур интенсивно исследуется уже более 50 лет и к настоящему времени достаточно хорошо изучена [1–4, 9–14, 18, 19, 22–25, 37–31, 35, 36, 38–40]. Афганская часть до недавнего времени была слабо исследована, а ряд регионов страны на геологических и тектонических картах изображался белыми пятнами. В результате проведенных здесь в последние 20 лет совместных советско-афганских исследований положение существенно изменилось. На всю территорию республики и на отдельные регионы составлены геологические и тектонические карты масштабов 1:500 000, 1:1 000 000, 1:1 500 000, 1:2 000 000 и 1:2 500 000 [5, 7, 37, 41–43, 45, 46]. Все основные структуры, выделенные ранее на Памире и в Южно-Таджикской впадине, были прослежены в Афганистане и изучены с достаточной полнотой [6–8, 15–17, 20, 21, 26, 33, 44, 45].

Накопленный материал позволяет различать в пределах Афганистана и Южного Таджикистана основные тектонические регионы, представленные на рисунке. Выделение разновозрастных складчатых областей произведено в соответствии с традиционными принципами тектонического районирования с учетом возраста последнего геосинклинального цикла и времени завершающих складчатых движений. Одновозрастные пары складчатых областей различаются между собой географическим положением и режимом развития.

Расположение регионов в плане подтверждает подмеченную ранее исследователями геологии Средней Азии тенденцию к закономерному последовательному омоложению возраста складчатых сооружений с севера на юг. Иная тенденция свойственна позднеальпийским наложенным впадинам. План их расположения обусловлен рисунком горных сооружений на новейшем этапе развития Средиземноморского складчатого пояса.

Границами складчатых областей служат крупные протяженные разломы или системы сближенных разломов. План их расположения неоген-четвертичный, а кинематическая природа большинства из них — сдвиговая. Современные контуры, размеры и ориентировка всех афганоюжнотаджикских регионов неоген-четвертичные. Донеогеновый их рисунок иной. Восстановить его сейчас трудно. Иными словами, авторы исходят из признания крупномасштабных перемещений регионов друг относительно друга в новейшее время, в результате чего существенные части областей оказались уничтоженными, а первичная конфигурация их сильно искаженной.

Далее рассмотрим каждый из выделенных регионов (см. рисунок).

РАННЕКИММЕРИЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ

Сооружения этого возраста развиты в северной трети рассматриваемой территории, к югу от центрально-таджикских позднегерцинских структур. Будучи расположены между герцинидами на севере и киммеридами на юге, они сочетают в себе признаки тех и других: в начале развития — это типичные герциниды, в конце — это настоящие киммериды. Завершающие движения, положившие конец морскому геосинклинальному развитию этих территорий и превратившие их в складчатые сооружения, произошли в конце позднего триаса либо на рубеже триаса и юры. По типу развития в составе

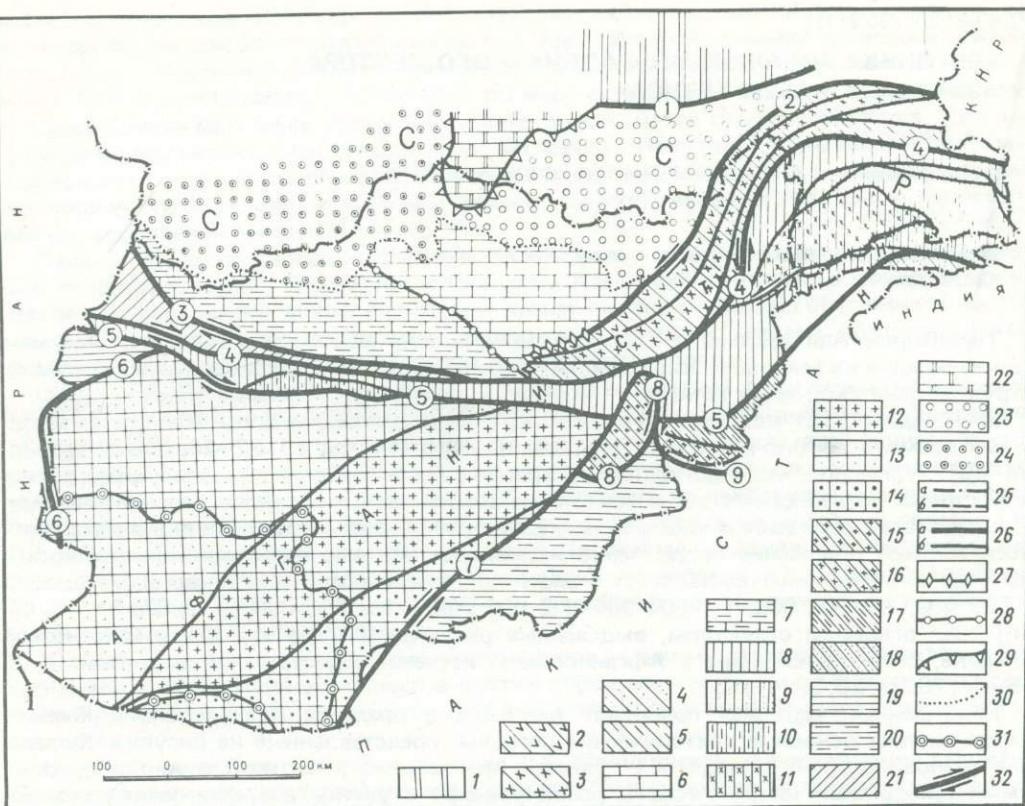


Схема основных тектонических регионов Афганистана и Южного Таджикистана

1 — Центральный Таджикистан; 2—5 — Афгано-Северо-Памирская область: 2 — Дарваз-Заалайская складчатая система, 3 — Джавай-Белеулинский стабильный массив, 4 — Бамиан-Каракульская складчатая система, 5 — Дарваз-Сарыкыльская складчатая система; 6—7 — Северо-Афанская платформа, Паропамиз-Бандитуркестанское поднятие, платформенный чехол на складчатом основании: 6 — афгано-северопамирского типа, 7 — фирузкох-бандитуркестанского типа; 8—11 — Афгано-Южно-Памирская область: 8 — Рудикафган-Центрально-Памирская складчатая система, 9 — Рушан-Шартская складчатая система, 10 — Ходжамурат-Юго-Восточно-Памирская складчатая система, 11 — Южно-Бадахшанская глыба; 12—14 — Южно-Афанская область: 12 — Гильменд-Аргандабский стабильный массив, 13 — Фарахрудская складчатая система, 14 — Дарирудская складчатая система; 15—18 — Хиндурадж-Хазарская область: 15 — Кабульский стабильный массив, 16 — блок Сингар, 17 — зона Кунар, 18 — зона Ташкупрук; 19 — Афгано-Восточно-Иранская область; 20 — Сулейман-Киртская область; 21 — Туркмено-Хорасанская область; 22—24 — Мургаб-Верхнеамударыинская впадина: 22 — периклиналь Юго-Западного Гиссара, 23 — Афгано-Южно-Таджикиская впадина, 24 — Афгано-Южно-Туркменская впадина; 25 — границы: а — межгосударственные, б — межреспубликанские (в пределах СССР); 26 — краевые разломы: а — между складчательными областями, б — между складчательными системами, глыбами, массивами, тектоническими блоками и т.д.; 27 — граница нарушенного залегания платформенного чехла на складчатом основании афгано-северопамирского типа; 28 — линия предполагаемого разлома (скрытого под платформенным чехлом) между складчатым основанием афгано-северопамирского и фирузкох-бандитуркестанского типа; 29 — контур периклинали Юго-Западного Гиссара; 30 — граница Паропамиз-Бандитуркестанского поднятия и Мургаб-Верхнеамударыинской впадины; 31 — граница впадины Сейстан в пределах Южного Афганистана; 32 — разломы со сдвиговой составляющей. Цифры на рисунке — краевые разломы между складчательными областями: 1 — Вахшский, 2 — Афгано-Северо-Памирский, 3 — Сиахбубакский, 4 — Афгано-Центрально-Памирский, 5 — Карганав-Кунарский, 6 — Западно-Афганский, 7 — Мукур-Чаманский, 8 — Альтимурский, 9 — Сафедкохский

ранних киммерид Афганистана и Южного Таджикистана различаются две области: Афгано-Северо-Памирская и Фирузкох-Бандитуркестанская.

Афгано-Северо-Памирская складчатая область. Традиционно территория этой области считалась герцинской и нередко объединялась с герцинидами Центрального Таджикистана, но широкое развитие здесь мощных морских геосинклинальных пермских образований и позднетриасовых гранитов, неизвестных севернее, склоняет нас к отнес-

сению ее к ранним киммеридам. По отношению к поздним герцинидам Центрального Таджикистана она на ступень моложе.

Афганская часть области охватывает систему хребтов Западного Гиндукуша и Северо-Западного Бадахшана, советская часть — весь Северный Памир. Границами области в большинстве пунктов служат разломы: на севере и северо-западе — Афгано-Северо-Памирский, на юге и юго-западе — Афгано-Центрально-Памирский. Лишь в крайней юго-западной части структуры области, плавно погружаясь, постепенно уходят под чехол Северо-Афганской платформы, обнажаясь там в ядрах положительных структур и в глубоких врезах долин в качестве складчатого основания плиты. К востоку от Памира непосредственным продолжением области служат структуры Западного Кунальяна. Длина рассматриваемой территории более 800 км, а общая площадь ее превышает 60 тыс. км², простиранье структур S-образное, на крайнем юго-западе — субширотное, в центре — северо-восточное до субмеридионального, на востоке — опять субширотное с выпуклостью к северу.

Накопленный материал позволяет различать в составе Афгано-Северо-Памирской складчатой области четыре принципиально различные группы структур: Джавай-Белеулинский стабильный массив и три складчатые системы — Дарваз-Заалайскую, Бамиан-Каракульскую и Дарваз-Сарыкольскую. Каждая из них, в свою очередь, делится на структурно-фацальные зоны, подзоны и участки [7, 34].

Дарваз — Заалайская складчатая система занимает крайнюю северо-западную часть области, протягиваясь полосой через всю ее территорию. В строении складчатой системы принимают участие главным образом палеозойские, а также триасовые вулканогенно-осадочные образования. Это наиболее контрастная часть области, обладающая пестрым составом одновозрастных отложений. В разрезе ее преобладают фации относительных поднятий — различные по составу вулканиты, рифовые известняки, конгломераты, пестроцветные отложения и т.д. Во всех частях разреза обильно представлены остатки разнообразной морской фауны. Мощность отложений, как правило, большая. В пределах СССР, например, суммарная мощность только каменноугольных и пермских отложений превышает 12 тыс. м [7, 34]. Размеры и несогласия внутри разреза фиксируются в середине карбона, внутри поздней перми и в основании триаса.

Джавай-Белеулинский стабильный массив занимает осевую, ядерную, часть Афгано-Северо-Памирской складчатой области, протягиваясь почти непрерывной полосой через всю ее территорию. В строении массива принимают участие глубокометаморфизованные нижнепротерозойские и слабоизмененные верхнепалеозойские осадочные образования. Это наименее контрастная часть области. На протяжении всего послепротерозойского периода массив вел себя как устойчивая жесткая структура. В ранне- и среднепалеозойское время он, по-видимому, развивался как относительное поднятие, а в позднепалеозойское время, напротив, как глубоко опущенная структура, в пределах которой в застойных морских условиях накопились исключительно выдержаные на обширных территориях однообразные, почти лишенные органических остатков, внизу — карбонатные, вверху — терригенные батиальные осадки. Мощность их в несколько раз меньше одновозрастных образований Дарваз-Заалайской складчатой системы [7, 34]. Отчетливое несогласие в разрезе одно — предверхнепалеозойское.

Бамиан-Каракульская складчатая система занимает внутренние районы Афгано-Северо-Памирской области, к югу и юго-востоку от Джавай-Белеулинского стабильного массива. Первоначально она, как и две предыдущие структуры, непрерывно простиралась через всю территорию области, а сейчас в результате новейших тектонических движений оказалась разобщенной на две части: Бамианскую и Каракульскую. Допермская история развития складчатой системы слабо изучена, а в пермское время она характеризовалась накоплением карбонатных фаций относительных поднятий с широко развитыми рифовыми постройками и обильными остатками разнообразной мелководной морской фауны. В пределах СССР в тесной связи с рифовыми постройками известны, кроме того, основные вулканиты. Мощность только пермской части разреза достигает 2000–3000 м [7, 34]. Отчетливое несогласие в разрезе одно — предпермское.

Дарваз-Сарыкольская система занимает крайнюю юго-восточную часть Афгано-Северо-Памирской области, протягиваясь непрерывной полосой почти через всю ее территорию. Это исключительно своеобразная территория, сложенная удивительно монотонной, повсеместно однообразной серией тонкотерригенных палеозойских

пород, сформированных в условиях устойчивого относительно глубоководного прогиба с застойным гидродинамическим режимом вод. На последнее указывают почти полное отсутствие остатков фауны и обилие кристалликов пирита во всех породах разреза. Общая мощность разреза достигает 10 тыс. м [34]. Признаков размыва и несогласий в разрезе не обнаружено.

Каждая из рассмотренных частей области характеризуется своим стилем складчатости. Наиболее простые, широкие, часто брахиформные структуры свойственны Джавай-Белеулинскому стабильному массиву. Значительно более сложные, типично линейные структуры характеризуют Дарваз-Заалайскую и Бамиан-Каракульскую складчатые системы. Очень сложные, многоступенчато-изоклинальные, до сих пор практически не расшифрованные структуры свойственны Дарваз-Сарыкольской складчатой системе.

В позднепалеозойском плане области Дарваз-Заалайская и Бамиан-Каракульская системы развивались в режиме относительных поднятий, тогда как Джавай-Белеулинский стабильный массив и Дарваз-Сарыкольская система — в режиме относительных прогибов. По обилию в разрезе вулканитов первые причисляются к эвгеосинклинальным структурам, вторые — к миогеосинклинальным [38].

Фирузкох-Бандитуркестанская складчатая область. Территория этой области простирается к юго-западу от предыдущей. Большая часть принадлежащих ей структур перекрыта чехлом Северо-Афганской платформы и комплексом среднеальпийских структур Туркмено-Хорасанской области. Скрытой оказалась и граница ее с Афгано-Северо-Памирской областью. Примерно она проводится по линии, соединяющей северные предгорья хребта Банди-Туркестан и грабен Яковлант-Бамиан.

В разрезе области различаются докембрийские, каменноугольные, пермские и триасовые образования. По характеру разреза они существенно отличаются от одновозрастных образований Афгано-Северо-Памирской области, обнаруживая вместе с тем некоторую аналогию с таковыми Северного Кавказа и Крыма.

Докембрийские образования представлены здесь метаморфитами (4000 м). Разрез карбона двучленный: внизу (2000–2500 м) обнажаются кислые—средние вулканиты нижнего турне, выше с размывом залегают тонко- и груботерригенные образования верхнего турне—среднего карбона (4000 м). Врехний карбон не известен.

Пермь залегает с размывом на карбоне и представлена тонкотерригенными красноцветными образованиями (1000–3800 м). Триас залегает с размывом на перми и имеет трехслойное строение. Нижний триас пестроцветный, с кислыми вулканитами (180–890 м). Ладинский, карнийский и норийский ярусы сложены темноцветной песчано-сланцево-алевролитовой флишоидной толщей (4000 м). Интрузивный магматизм двух возрастов: докембрийский — основной и позднетриасовый — кислый, преимущественно гранитоидный.

Структуры области линейные, в триасовой части разреза нередко изоклинальные, преимущественно субширотные, с отклонением на востоке — к северо-востоку, на западе — к северо-западу. К структурам Афгано-Северо-Памирской области они приклеиваются под углом.

ЭПИРАННЕКИММЕРИЙСКАЯ ПЛАТФОРМА — СЕВЕРО-АФГАНСКАЯ

По своей сути это крайняя юго-восточная часть Туранской плиты, именуемая в пределах Афганистана Северо-Афганской платформой. Площадь ее более 150 тыс. км².

Строение платформы двухэтажное. Нижний этаж (складчатое основание) составляют раннекиммерийские структуры Афгано-Северо-Памирской и Фирузкох-Бандитуркестанской складчатых областей; верхний этаж (платформенный чехол) — неметаморфизованные слабоскладчатые образования юры, мела и палеогена. Общая мощность их варьирует от нескольких сотен до 2000–3000 м. Нижняя и средняя юра преимущественно континентальная, терригенная, в ряде районов угленосная; верхняя юра морская, в основном карбонатная, в верхах разреза лагунно-континентальная с эвапоритами. Нижний мел преимущественно терригенный, красноцветно-пестроцветный, на севере — морской, на юге — континентальный; верхний мел полностью морской, в основном карбонатный, во многих районах рифовый. Палеоген в основном морской, внизу карбонатный, вверху преимущественно терригенный.

Локальные и региональные размывы и несогласия в платформенной части разреза

фиксируются в верхах средней и верхней юры, в подошве и кровле мела и в низах эоценена. Крупнейшими структурами Северо-Афганской платформы являются Паропамиз-Бандитуркестанское поднятие и Мургаб-Верхнеамударыинская владина. Каждая из них распадается на ряд структур меньшего порядка [7].

С периодом неогеновой активизации платформы связаны внедрения даек и малых тел субвулканических гранитоидных пород. Все они приурочены к Паропамиз-Бандитуркестанскому поднятию. С их внедрением связано формирование магматогенных антиклиналей.

СРЕДНЕКИММЕРИЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ – АФГАНО–ЮЖНО-ПАМИРСКАЯ

Территория этой области расположена к югу от предыдущих трех регионов. В состав ее входят складчатые образования Среднего Афганистана, Центрального и Южного Бадахшана, Южного Памира, Вахана и Нуристана [7, 16]. Генеральные простирации структур субширотные, в памирской части плавно выпуклые к северу. Длина области с запада на восток более 1500 км, максимальная ширина с севера на юг около 200 км, а общая площадь порядка 120 тыс. км². Первоначально область имела значительно большую ширину, но в результате новейших горизонтальных перемещений площадь ее оказалась многократно сокращенной, особенно в афганской части.

Границами области служат разломы: на севере – Афгано-Центрально-Памирский, на юге – Карганау-Кунарский. Западным продолжением области являются южные предгорья Туркмено-Хорасанских гор, восточным – северные предгорья Западного Каракорума.

Область пережила несколько этапов геосинклинального развития, но все они оказались незавершенными, и лишь последний, начавшийся в позднем палеозое и закончившийся в юре, оказался решающим в истории ее геологического развития. В конце поздней юры либо на рубеже юры и мела область претерпела главную фазу складчатости и вступила в орогенный этап развития.

Строение области исключительно контрастное. Наряду с участками относительно простого строения здесь широко развиты зоны тектонических чешуй, каскады узких изоклинальных складок, останцы шарьяжей и другие сложные и сложнейшие структуры. По сложности и контрастности строения область не имеет себе аналогов во всем рассматриваемом секторе азиатской части Тетиса.

По характеру разреза и особенностям магматизма область распадается на большое количество структурно-фацальных зон, подзон, участков и т.д. [7, 17, 20]; по типу развития все они группируются в три складчатые системы: Рудикафган-Центрально-Памирскую, Рушан-Пшартскую и Ходжамурат-Юго-Восточно-Памирскую. Условно в качестве самостоятельной тектонической единицы выделяется, кроме того, Южно-Бадахшанская глыба [16, 33].

Рудикафган-Центрально-Памирская складчатая система объединяет ряд зон Среднего Афганистана, весь Центральный Бадахшан и целиком Центральный Памир. С большой долей условности к ней отнесены также Нуристан и Западный Вахан, некогда входящие в единый ряд Рудикафган-Центрально-Памирских структур, а ныне оказавшиеся перемещенными по крупному левостороннему сдвигу (Афгано-Южно-Памирскому) в свое современное положение. Разрез системы наиболее полный в пределах всей Афгано-Южно-Памирской складчатой области. Здесь широко развиты нижний и верхний протерозой, а также все подразделения палеозойской, мезозойской и кайнозойской групп. Размыты и несогласия зафиксированы между нижним и верхним протерозоем (предположительно), в основании и в середине кембрия, перед верхним девоном, в подошве перми и в основании триаса, перед ладинским ярусом, а также перед верхним мелом, в подошве палеогена, в основании и в кровле миоцена, последнее – в предчетвертичное время. Главнейшими из них являются предкембрийское и предверхнемеловое несогласия.

Преобладают в разрезе карбонатно-терригенные отложения. Вулканиты развиты незначительно, главным образом в орогенной части разреза (в палеогене), состав их андезит-базальтовый. Интрузивный магматизм в основном гранитоидный, мел-палеогеновый, орогенный. По режиму развития и формационному составу отложений Рудика-

кафган-Центрально-Памирская складчатая система больше всего соответствует миогеосинклинальным структурам.

Рушан-Пшартская складчатая система выделяется пока только в пределах Памира, к югу от Рудикафган-Центрально-Памирской системы, но относящиеся к ней образования фиксировались и в Среднем Афганистане, к западу от перевала Шутур (хр. Банди-Баян). Предполагается, что изначально это была обширная территория, простиравшаяся непрерывно вдоль Рудикафган-Центрально-Памирской складчатой системы на всем ее протяжении, однако в результате новейших сближений большая часть принадлежавших ей структур оказалась уничтоженной. Сохранились лишь незначительные реликты от них в виде трех в плане линзовидных тектонических блоков: Рушанского, Пшартского и Дункельдыкского [12].

В разрезе их различаются предположительно рифейские (3000 м) и каменноугольно-триасовые (5000 м) образования, в составе которых существенный объем занимают основные—ультраосновные вулканиты эвгеосинклинального типа. Нижне-среднепалеозийские и послетриасовые отложения здесь пока не обнаружены, отсутствие их, возможно, первичное. Интрузивный вулканизм представлен предположительно верхнетриасовыми и палеогеновыми гранитами, а также небольшими по размерам миоценовыми субвулканическими телами щелочных габброидов. По режиму развития иformationному составу отложений Рушан — Пшартская складчатая система больше всего соответствует эвгеосинклинальным структурам.

Ходжамурат-Юго-Восточно-Памирская складчатая система объединяет ряд зон Среднего Афганистана, весь Юго-Восточный Памир и Восточный Вахан. Разрез ее, как и предыдущей системы, не полный. Основание выстилают зелено-сланцево измененные вулканогенно-осадочные образования среднего (?) — верхнего (?) протерозоя (3000 м), выше которых с резким угловым несогласием залегают терригенно-карбонатно-кремнистые и в незначительной степени вулканогенные накопления каменноугольно-триасового и юрского возраста (5000 м).

Нижне-среднепалеозийские отложения здесь достоверно не обнаружены, отсутствие их, возможно, первичное. Нижний мел пока также не установлен. На большей части территории отсутствует и верхний мел, обнажающийся небольшими останцами от трансгрессивного покрова лишь в ряде районов Среднего Афганистана [7]. Разрез его полностью карбонатный (50–3000 м). Палеоген-неогеновые отложения повсеместно залегают резко несогласно на всех более древних образованиях и представлены континентальными накоплениями в ассоциации с кислыми—средними вулканитами (0–3000 м). Главные несогласия в разрезе зафиксированы в основании карбона, в верхах триаса, в подшве юры, в основании и внутри палеогена—неогена.

Интрузивный магматизм разновозрастный и разнообразный: докембрийский — гранитоидный, триасовый — габбро-плагиогранитный, мел-палеогеновый — гранитоидный, миоценовый — дайковый, пестрый по составу. По режиму развития и формационному составу отложений Ходжамурат-Юго-Восточно-Памирская складчатая система больше всего соответствует понятию мезогеосинклинальных структур.

Южно-Бадаханская глыба объединяет Южный Бадахшан и Юго-Западный Памир, образующие вместе единую крупную в плане миндалевидную жесткую структуру из ультратемпературных пород архейского возраста и прорванные мел-палеогеновыми гранитами. Длина ее 350 км, максимальная ширина 90 км, площадь порядка 30 тыс. км², простирание северо-восточное. Границы с окружающими структурами почти повсеместно тектонические, а на отдельных участках запаяны мел-палеогеновыми гранитами. Структуры глыбы многоорядковые: крупные складки простые, брахиформные, гнейсовокупольные, иногда крестовидные; складки меньшего порядка, как правило, более сложные, нередко линейные до изоклинальных и складок течения.

ПОЗДНЕКИММЕРИЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ

Сооружения этого возраста развиты к югу от средних киммерид. Они занимают обширные территории не только в рассматриваемом секторе, но и во всех внутренних районах Средиземноморского складчатого пояса. Последний их геосинклинальный цикл закончился на рубеже раннего и позднего мела. Допозднемеловые толщи здесь преимущественно морские, а все более молодые — континентальные. Складкообразовательные движения, завершившие последний геосинклинальный цикл, проявились

здесь в начале позднего мела. По типу развития и географическому положению в составе поздних киммерид Афганистана различаются две области: Южно-Афганская и Хиндурадж-Хазарская.

Южно-Афганская складчатая область. Расположена к югу от Среднего Афганистана. Это целиком внутриафганское сооружение. Ни в Иран, ни в СССР оно не продолжается. Границами области являются разломы: на севере — Карганау — Кунарский, на западе — Западно-Афганский, на востоке — Муку-Чаманский. Южная граница области проходит за государственной границей, по южному склону гор Чагаи, вдоль разлома Раскох-Миршаван. В плане территории области напоминает трапецию. Длина ее северной стороны 750 км, южной — 450 км, высота с севера на юг 500 км, а общая площадь 300 тыс. км².

По типу развития в пределах Южно-Афганской складчатой области различаются три группы структур первого порядка: Гильменд-Аргандабский стабильный массив и две складчатые системы — Фарахрудская и Дарирудская.

Гильменд-Аргандабский стабильный массив расположен в восток-юго-восточной части области и окружен структурами складчатых систем Фарахруд и Дарируд [7]. Форма массива в плане миндалевидная, простирание северо-восточное, площадь около 100 тыс. км². В разрезе его различаются докембрийское складчатое основание и палеозойско-нижнемеловой осадочный чехол. Последний преимущественно карбонатный, мощностью от нескольких сотен до 2–5 км. В юго-восточной части массива в неясных соотношениях с чехлом залегает офиолитовая ассоциация пород, предположительно раннемелового возраста. И складчатое основание, и осадочный чехол прорваны крупными интрузиями гранитоидных пород мел-палеогенового возраста. Складчатые структуры массива своеобразны: по стилю — линейные, по морфологии — брахиформные, северо-восточного простириания.

Фарахрудская складчатая система расположена в запад-северо-западной части Южно-Афганской области [7]. Форма ее в плане клиновидная, простирание северо-восточное, площадь порядка 150 тыс. км². В строении ее внутренних районов существенное место занимают тонкотерригенные аспидные и флишоидные серии карбона — нижнего мела (10 тыс. м), а периферийных — образования офиолитовой ассоциации. Интрузивный магматизм развит спорадически и представлен небольшими массивами гранитоидных пород мел-палеогенового возраста. Структуры линейные, нередко изоклинальные, северо-восточного простириания.

Дарирудская складчатая система занимает крайнюю юго-юго-восточную часть Южно-Афганской области [7]. Форма ее в плане клиновидная, простирание северо-восточное, площадь около 50 тыс. км². В строении ее существенную роль играют нижнемеловые толщи с большим объемом кислых — средних вулканитов. Интрузии редкие, мел-палеогенового возраста, гранитоидного состава. Структуры линейные и брахиформные.

Хиндурадж-Хазарская складчатая область. Относящиеся к ней структурынейшей частью расположены за пределами рассматриваемой территории, в труднодоступных и слабоизученных районах Хиндурадж-Хазарской горной области. В Афганистане к ней относятся целиком горные сооружения Кабулистана и Спингара, а также небольшие части юго-западных предгорьев Западного Хиндураджа и южных предгорьев Северо-Восточного Гиндукуша. Общая площадь их в пределах Афганистана около 40 тыс. км².

В строении области участвуют в разной степени метаморфизованные докембрийские, палеозойские и мезозойские осадочно-вулканогенные толщи, прорванные докембрийскими и мел-палеогеновыми интрузиями преимущественно гранитоидного состава. Область мозаичная по строению, гетерогенная по генезису. В составе ее различаются Кабульский стабильный массив, блок Спингар и структурно-фацальные зоны Кунар и Ташкупрук [7, 44].

Лучше изучен к настоящему времени Кабульский стабильный массив, расположенный на крайнем западе области. В плане он имеет миндалевидную форму с длинной осью, ориентированной в субмеридиональном направлении. Площадь массива 12 тыс. км². Со всех сторон он ограничен разломами. Разрез массива двухэтажный. Складчатое основание его сложено докембрийскими метаморфитами, а осадочный чехол — преимущественно карбонатными породами перми — триаса. В высшей степени интересна офиолитовая ассоциация пород поздненорийско-рэтского возраста, завершающая разрез чехла. В составе ее широко представлены гипербазиты. Структуры чехла брахиформные, сильно осложненные новейшими субгоризонтальными подвижками — срывами.

РАННЕАЛЬПИЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ – АФГАНО-ВОСТОЧНО-ИРАНСКАЯ

Относящиеся к ней структуры большей частью расположены за пределами рассматриваемой территории. В Афганистане к ней относятся пограничные с Ираном Западно-Афганские горы. Простирание области субмеридиональное, резко дискордантное по отношению к простиранию структур в соседних областях. По своей природе – это наложенное сооружение, развивавшееся на киммерийских структурах Южного Афганистана и Восточного Ирана. Раннеальпийский комплекс ее представлен верхнемеловой серией карбонатно-вулканогенно-терригенного флиша (5 тыс. м), смятого в линейные и брахиформные структуры субмеридионального простирания. Главная фаза складчатости произошла здесь на рубеже позднего мела и палеогена. Крупнейшими структурами области являются прогиб Аспаран и поднятие Кишмаран. Интрузивные образования редки и представлены небольшими массивами гранитоидных пород в субвулканических фациях.

СРЕДНЕАЛЬПИЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ

Тектонические сооружения этого возраста развиты в Юго-Восточном Афганистане и в пригорирудской полосе Северо-Западного Афганистана. Последний геосинклинальный цикл их приходится на палеоген, а складкообразовательные движения, завершившие геосинклинальный этап развития области, прошли на рубеже олигоцена и миоцена. Географически и по режиму развития в составе средних альпид Афганистана различаются две области: Сулейман-Киртарская и Туркмено-Хорасанская.

Сулейман-Киртарская складчатая область. Заходит в пределы Афганистана небольшой частью (35 тыс. км²). Границами области на западе служат разломы Альтимур и Мукур-Чаман, а на севере – разлом Сафедкох. Геологическое лицо области определяет темноцветная флишоидного строения палеогеновая серия морских тонкотерригенных пород (4,5–7,5 км). Залегает она с размывом, но без резких угловых несогласий на верхнепалеозойско-мезозойских карбонатно-терригенных образованиях, перекрывается резко несогласно пестроцветными континентальными груботерригенными породами неогена. Интрузивные образования редки и представлены массивами кислых субвулканических пород условно миоценового возраста. Известны здесь массивы гипербазитов условно считаются эоценовыми, но, скорее всего, они допалеогеновые. Структуры области линейные и брахиформные северо-восточного простирания. Крупнейшими региональными структурами области являются прогиб Катаваз и поднятие Хост-Матун.

Туркмено-Хорасанская складчатая область. Заходит в пределы Афганистана небольшой частью (10 тыс. км²) и здесь выклинивается. Границами области служат разломы: на севере – Сиахбубакский, на юге – Афгано-Центрально-Памирский. По своей природе это наложенная структура, развивавшаяся на южном перикратонном основании Северо-Афганской платформы. Догеосинклинальную часть ее разреза составляют структурно-информационные комплексы Северо-Афганской платформы, геосинклинальную – много-километровая морская вулканогенно-терригенная серия пород палеогенового возраста. Некоторые части разреза серии напоминают дикий флиш. Интрузивные образования представлены небольшими телами субвулканических пород среднего – кислого состава. Складчатые структуры напряженные, узкие, линейные, субширотного простирания. Широко развиты зоны тектонических чешуй.

ПОЗДНЕАЛЬПИЙСКИЕ НАЛОЖЕННЫЕ ВПАДИНЫ

Образования этого возраста широко развиты во всем рассматриваемом секторе Средиземноморского складчатого пояса. В отличие от ранее описанных это не геосинклинальные сооружения. Они возникли в период неоген-четвертичной активизации пояса как отрицательные, компенсационные структуры, куда сгребался весь сносимый с растущих гор обломочный материал. С учетом предыдущего этапа развития различаются эпиллатформенные и эпигеосинклинальные впадины.

Крупнейшей эпиллатформенной впадиной в пределах рассматриваемой территории является Мургаб-Верхнеамударыинская. В составе ее различаются две впадины мень-

шего порядка: Афгано-Южно-Таджикская и Афгано-Южно-Туркменская. Разделом между ними служит периклиналь Юго-Западного Гиссара. Наиболее прогнутой является Афгано-Южно-Таджикская впадина, расположенная внутри высокогорных сооружений и принявшая основной объем снесенного с них обломочного материала. Максимальная мощность неоген-четвертичных отложений насчитывает здесь 13 тыс. м [6]. Значительно менее прогнута Афгано-Южно-Туркменская впадина, расположенная в предгорьях низких гор Паропамиза и Западного Бандитуркестана. Мощность неоген-четвертичных отложений исчисляется здесь всего лишь сотнями метров.

Крупнейшей эпигеосинклинальной депрессией в пределах рассматриваемой территории является впадина Сейстан на юге Афганистана. Площадь ее около 100 тыс. км². Мощность неоген-четвертичных отложений в ней, по данным геофизических исследований, порядка 2–3 тыс. м. Складчатым основанием впадины являются позднекиммерийские структуры Южно-Афганской области.

Почти на всех опубликованных мелкомасштабных тектонических картах рассматриваемая территория закрашена одним цветом альпийских сооружений. Приведенные данные заставляют отказаться от этой давней традиции. Накопленный к настоящему времени фактический материал убедительно свидетельствует о проявлении здесь ранне-, средне- и позднекиммерийских движений, последовательно, с севера на юг, выводивших один регион за другим из зоны геосинклинального режима. В ранне- и среднебалтийское время геосинклинальные условия осадконакопления существовали здесь лишь на небольшой площади, а в позднебалтийское время вся территория была охвачена орогенными движениями, обусловившими возникновение и развитие предгорных, межгорных и внутригорных наложенных впадин. Позднебалтийские геосинклинальные прогибы мигрировали к югу от рассмотренной территории, в пределы современных гор Макран, где известен неогеновый флиш [32].

ЛИТЕРАТУРА

1. Бархатов Б.П. Тектоника Памира. Л.: Изд-во ЛГУ, 1963. 244 с.
2. Белов А.А., Гатинский Ю.Г., Москасовский А.А. Индосиницы Памира, Афганистана и Юго-Восточной Азии и значение позднетриасовой эпохи складчатости в формировании Евразиатского континента. — В кн.: Закономерности тектонической структуры Средней Азии. Душанбе: Дониш, 1981, с. 27–30.
3. Власов Н.Г. Основные черты доюрской истории Юго-Западного Дарваза. — В кн.: Геология Средней Азии. Л., 1961, с. 82–102.
4. Власов Н.Г. Схема тектоники Памиро-Гималайского сектора Азии. — В кн.: Вопросы стратиграфии палеозоя. Л., 1969, с. 82–95.
5. Геологическая карта Афганистана. М-б 1:500 000/Под ред. Ш. Абдуллы, В.М. Чмырева, В.И. Дронова. Л., 1978, 19 л.
6. Геология и нефтегазоносность севера Афганистана/Браташ В.И., Егупов С.В., Печников В.В., Шеломенцев А.И. М.: Недра, 1970. Вып. 80. 288 с.
7. Геология и полезные ископаемые Афганистана/Под ред. Ш. Абдуллы, В.М. Чмырева, В.И. Дронова. М.: Недра, 1980, кн.1. 536 с.
8. Геология и рудные месторождения Среднего Востока/Перфильев Ю.С., Борцова А.В., Веселов В.В. и др. М.: Недра, 1973. 382 с.
9. Губин И.Е. Памир и сопредельные страны. — Изв. Тадж. фил. АН СССР, 1943, № 2, с. 101–117.
10. Губин И.Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М.: Изд-во АН СССР. 1960. 464 с.
11. Дронов В.И. Бартангский комплекс. — Сов. геология, 1963, № 3, с. 142–146.
12. Дронов В.И. Рушанский комплекс. — В кн.: Материалы по геологии Памира. Душанбе, 1963, вып. 1, с. 38–52.
13. Дронов В.И. Структурно-фацальные подзоны Центрального и Юго-Восточного Памира. — В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.: Недра, 1964, с. 14–23.
14. Дронов В.И. О южной границе Центрального Памира. — В кн.: Материалы по геологии Памира. Душанбе, 1964, вып. 11, с. 133–137.
15. Дронов В.И. Основные тектонические регионы Афганистана и Памира. — В кн.: IV науч.-метод. конф. КУ и КПИ. Кабул, 1976, с. 59.
16. Дронов В.И. Основные тектонические регионы Афганистана и Южного Таджикистана. — В кн.: Закономерности тектонической структуры Средней Азии. Душанбе: Дониш, 1981, с. 22–23.
17. Дронов В.И., Абдулла Ш. Геологические границы и геологическое строение Среднего Афганистана. — В кн.: V науч.-метод. конф. КУ и КПИ. Кабул, 1977, с. 64.
18. Дронов В.И., Андреева Т.Ф. Структурно-фацальное районирование Памира: Описание маршрута экскурсии и разрезов юрских отложений Памира. — В кн.: Путеводитель экскурсии по разрезам юрской системы Узбекистана и Таджикистана. Ташкент: Фан, 1968, с. 4–18.
19. Дронов В.И., Левен Э.Я. К вопросу о геологии Юго-Восточного Памира. — Сов. геология, 1961, № 11, с. 9–36.
20. Дронов В.И., Феруз Н.М. О положении струк-

- тур Южного Памира в пределах Афганистана. — В кн.: IV науч.-метод. конф. КУ и КПИ. Кабул, 1976, с. 65–66.
21. Дронов В.И., Чмырев В.М., Стажило-Алексеев К.Ф. О главной тектонической линии Афганистана. — В кн.: IV науч.-метод. конф. КУ и КПИ. Кабул, 1976, с. 66–67.
 22. Дьяков Ю.А., Чернер Э.С., Соколов В.А. Тектоническая карта Таджикистана. — В кн.: Закономерности тектонической структуры Средней Азии. Душанбе: Дониш, 1981, с. 17–19.
 23. Захаров С.А. Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии. — Тр. ИГ АН ТаджССР, 1958, т. 95, с. 229.
 24. Захаров С.А. Тектоническое районирование и структурная схема Таджикской депрессии. — Тр. ИГ АН ТаджССР, 1962, т. 5, с. 4–72.
 25. Захаров С.А. Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе: Дониш, 1970. 308 с.
 26. Карта тектонического районирования юга СССР. М-б 1:2 500 000/Под ред. Г.Х. Дикиштейна, К.Н. Кравченко, М.В. Муратова. М., 1974. 6 л.
 27. Кафарский А.Х., Чмырев В.М., Аверьянов В.Б. и др. История геологического развития и тектоническая зональность позднегерцинской складчатой области Северного Афганистана и связь ее с Северным Памиром. — В кн.: III науч.-метод. конф. КУ и КПИ. Кабул, 1975, с. 52–54.
 28. Кухтиков М.М. Тектоническое районирование Памира в альпийской структуре. — Уч. зап. Тадж. ун-та. Тр. фак-та естеств. наук, 1958, вып. 3, с. 99–125.
 29. Муратов М.В., Архипов И.В. О тектоническом положении Памира в системе складчатых горных сооружений Юго-Западной и Центральной Азии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1961, т. 34, вып. 4, с. 97–121.
 30. Наливкин Д.В. Тектоника Памира. — Тр. XVII сес. МГК, 1939, т. 2, с. 473–479.
 31. Наливкин Д.В., Виноградов П.Д. Тектоника Юго-Восточного Таджикистана. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1959, т. 24, ч. 1, с. 543–573.
 32. Очерк геологии Пакистана/И.А. Воскресенский, К.Н. Кравченко, Э.Б. Мовшович и др. М.: Недра, 1968. 168 с.
 33. Перфильев Ю.С., Моралев В.М. Массивы древних кристаллических пород Индо-Памирской области. — Геотектоника, 1971, № 4, с. 31–39.
 34. Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана/Под ред. Р.Б. Баратова, Ю.А. Дьякова. Душанбе: Дониш, 1976. 268 с.
 35. Руженцев С.В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. М.: Наука, 1968. 204 с.
 36. Руженцев С.В. Особенности структуры и механизма образования сорванных покровов. М.: Наука, 1971. 135 с.
 37. Славин В.И. Тектоника Афганистана. М.: Недра, 1976. 206 с.
 38. Чернер Э.С., Буданов В.И., Соколов В.А. Проблемы тектоники Памира. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 190–196.
 39. Чихачев П.К. Тектоника Юго-Западного Таджикистана. — В кн.: Геология СССР, М.: Недра, 1959, т. 24, ч. 1, с. 515–548.
 40. Швальман В.А. Тектоническое развитие Памира в меловом и палеогеновом периодах. М.: Наука, 1977. 160 с.
 41. Dronov V.I., Denikaev Sh. Sh., Kafarsky A.Kh. et al. Geological map of Afghanistan. Scale 1:1000000. Kabul: Cartogr. Inst., 1972. 4 sh.
 42. Dronov V.I., Karapetov S.S., Kalimulin S.M. et al. Geological map of Central and South-Western Afghanistan. Scale 1:500000. Kabul: Cartogr. Inst., 1972. 3 sh.
 43. Dronov V.I., Karapetov S.S., Kalimulin S.M. et al. Tectonic map of Central and South-Western Afghanistan. Scale 1:1500000. Kabul: Kabul Times, 1973.
 44. Kafarsky A.Kh., Abdullah Sh. Tectonics of North-East Afghanistan (Badakhshan, Wakhan, Nurestan and relationship with the adjacent territories). — In: Geotectonica Delle zone orogeniche del Kashmir Himalaya Karakorum–Hindukush–Pamir. Roma, 1976, p. 87–113.
 45. Sborshchikov I.M., Dronov V.I., Chmyriov V.M. et al. The main features of the tectonics of Afghanistan. — In: Geology and mineral resources of Afghanistan. Kabul: Kabul Times, 1973, p. 1–30.
 46. Sborshchikov I.M., Dronov V.I., Denikaev Sh. Sh. et al. Tectonic map of Afghanistan. Scale 1:1000000. Kabul: Cartogr. Inst., 1972. 4 sh.

ТЕКТОНИКА СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ ИНДИЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

К.С. ВАЛЬДИЯ

Кумаонский университет, Найнитал, Индия

Гималайская тектоническая провинция является частью грандиозного дугообразного в плане орогенического пояса, протягивающегося от Турции до Индонезии, и связана общностью происхождения с Андаман-Индонезийской островодужной системой и Белуджистан-Оманским субдукционным комплексом, находящимися соответственно к юго-востоку и юго-западу от Гималаев (рис. 1). Описываемая провинция в значительной мере сложена исключительно мощным комплексом осадочных пород, накопившимся на протяженной северной континентальной окраине Индийского щита.

Наиболее впечатляющая и принципиально важная особенность геологии юга Центральной Азии — параболическое по форме в плане сочленение между третичной Гималайской провинцией и Азиатским континентом, включающим в себя Центральный Иран, юго-восточную часть Гиндукуша в Афганистане, Центральный и Южный Памир, Каракорум, Южный Тибет, Шанские штаты Бирмы, Таиланд и Теннесерим-Малайзийский полуостров, т. е. районы, для которых характерны позднегерцинские (или, что то же самое, индо-синийские, или раннекиммерийские) и раннеальпийские деформации и магматизм. Указанное сочленение представляет собой зону интенсивного скатия и складывания, в северной части преимущественно субвертикальную, и является реликтом существовавшей в прошлом зоны субдукции, вдоль которой породы древнего океанического ложа выведены на современную поверхность. На обоих окончаниях Гималайский ороген ограничивается сдвигами с очень большой амплитудой сдвигового смещения по ним. Отсюда следует, что Индийский щит перемещался в северном направлении, врачаясь при этом против часовой стрелки, и сталкивался с Азиатским континентом, вызывая тем самым

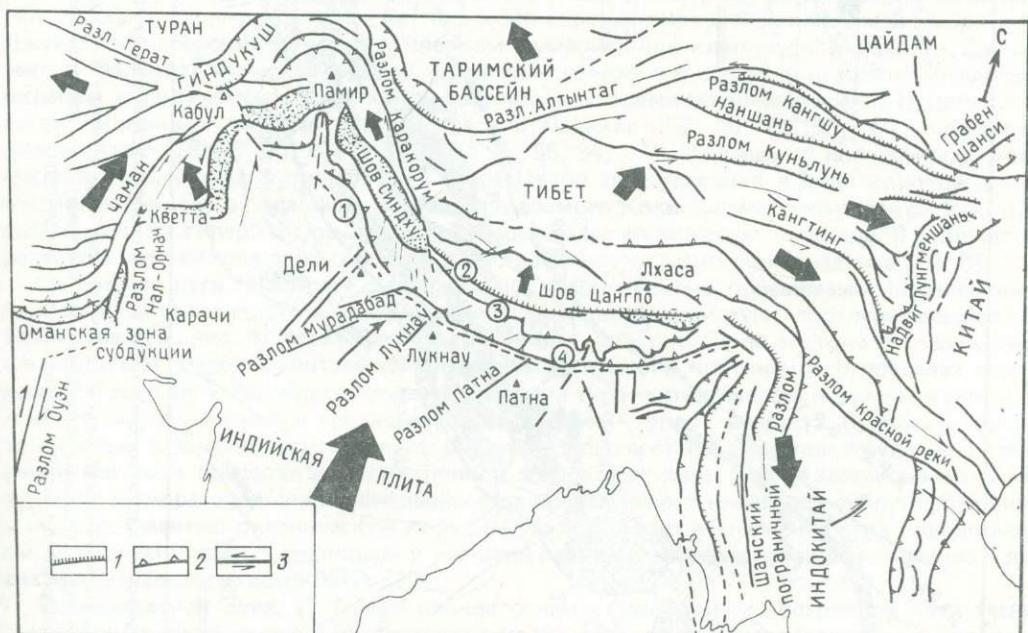


Рис. 1. Положение Гималайской орогенической провинции в общей геотектонической структуре Центральной Азии. Составлена по П. Молнару, П. Таппонье [45], К. Вальдии [70] и К. Хоннегеру и др. [29].

1 — маркированные офиолитами древние зоны субдукции; 2 — пограничные надвиги; 3 — крупнейшие сдвиги. Цифры на схеме: 1 — Гималайский фронтальный разлом, 2 — шов Инда, 3 — Главный центральный надвиг, 4 — Главный пограничный надвиг

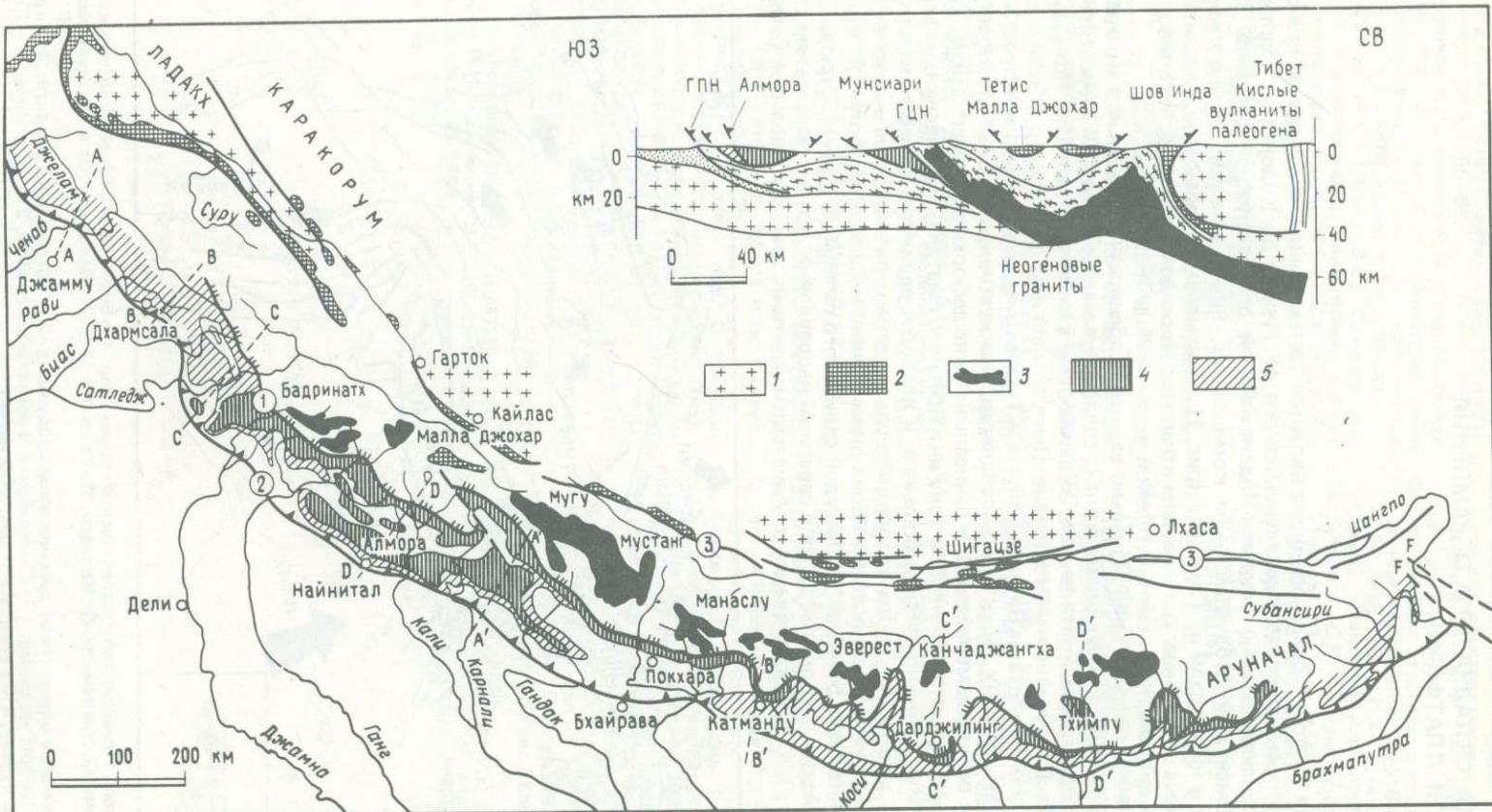


Рис. 2. Схематическая карта по К. Вальдия [73] и геологический разрез по А. Гансеру [26], показывающие основные геотектонические элементы Гималаев

1 — граниты магматической дуги к северу от шва Инд—Цангпо; 2 — офиолиты и офиолитовый меланж; 3 — среднетретичные граниты субпровинций Вайкрита и Тетиса; 4 — мезаметаморфические покровы; 5 — эпиметаморфические покровы. Цифры на схеме: 1 — Главный центральный надвиг, 2 — Главный пограничный надвиг, 3 — шовная зона Инд—Цангпо

подъем Гималаев. Неоднократные акты сближения этих двух континентальных масс являются причиной основных особенностей тектонического строения Гималаев, исключительной высоты этой горной цепи и наблюдавшейся тектонической зональности этой провинции, в пределах которой выделяются (рис. 2): а) область Тетиса с шельфовыми осадками континентальной окраины, б) Высокие Гималаи — надвинутое кристаллическое основание, сложенное породами докембрия, в) Низкие Гималаи, сложенные платформенными отложениями рифея и палеозоя, перекрытыми покровами кристаллических пород и, наконец, г) предгорный передовой бассейн с выполняющей его Сиваликской молассой.

Основная задача данного сообщения — уяснение тектонических особенностей граничных зон, отделяющих Гималайскую орогеническую тектоническую провинцию от соседних регионов.

СЕВЕРНАЯ ГРАНИЦА ГИМАЛАЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Структурное положение. Узкая (порядка 15 км) вертикальная зона интенсивного сжатия и скальвания, выполненная сильно тектонизированным офиолитовым меланжем и отделяющая Гималайскую провинцию третичного диастрофизма от Тибетского массива, известна в литературе под именем сутурной зоны Инд-Цангпо (ЦИСЗ) [25, 27]. Вдоль серии достаточно глубоких, крутопадающих и расположенных на небольших расстояниях друг от друга разломов выведены путем обдукции к поверхности разнообразные породы океанического ложа (гарцбургиты, верлиты, дуниты, полосчатые габбро, долериты комплекса параллельных даек, пиллоу-лавы), тектонически совмещенные в настоящее время с осадками глубоководного желоба, такими, как радиоляриты, турбидиты и пелагические глины верхнего мела. Сетчато-ветвистый характер этих разломов вызвал образование меланжа.

Относительно поздние тектонические движения, следовавшие за возобновлением процесса сближения континентов, изменили наклон этих разломов, примерами чего могут служить направленное к северу надвигание меланжа на более молодые (эоцен-миоценовые) аллювиальные отложения (рис. 3), а также те случаи, когда офиолитовый меланж и офиолитовые пластины тектонически перекрывают в виде шарьяжей (например, Джунгбва-Киогарский покров в Северном Кумаоне) или клипленов (например, Спонгтанг в Ладакхе) триасово-юрские флишевые отложения стабильной континентальной окраины атлантического типа, какой являлась в то время северная окраина Индийского щита. Указанные явления распознаются в Ладакхе [58, 56, 22, 59, 68], Кайласе и Мансароваре [28, 25, 26, 27] и Шигадзе [7, 55, 84, 13]. К западу от поперечного к ней массива Нангапарбат сутурная зона Инд-Цангпо продолжается в виде крупной дуги, очерчивающей с юга поле развития так называемого Кохистанского комплекса (рис. 4), состоящего из гипербазитов, известково-щелочных вулканитов и флиша. В этой части региона сутурная зона описывается в качестве Главного мантийного надвига [64, 8].

Островная дуга. Наиболее замечательной особенностью описываемого сочленения является приуроченность к нему вулканической островной дуги, протягивающейся от Кохистана (см. рис. 4) через Ладакх до Шигадзе (см. рис. 3) на востоке и возникшей, как полагают, перед фронтальной окраиной Тибетского континента. В пределах этого пояса снизу вверх по разрезу отмечается смена турбидитов лавами и вулканогенно-обломочными отложениями среднемелового (баррем-турон) возраста. В Ладакхе выше толеитовых базальтов залегают лавы шошонитового состава, свидетельствующие о генерации магмы в пределах крутонаклонной зоны субдукции [11] и возникающие в результате дегидратации или на начальных стадиях частичного плавления субдуцированной в верхнюю мантию океанической коры, на что указывает обогащение этих пород калием, рубидием, барием, стронцием и легкими редкими землями, а также появление в лавах магнезиального гастингсита [29].

Магматическая дуга. С известково-щелочными вулканитами островной дуги тесно ассоциируют прорывающие их плутоны диоритов, тоналитов и гранодиоритов (с подчиненным количеством таких дифференциатов, как габбро, нориты и роговообманковые граниты), которые образуют вытянутую вдоль южной границы Тибетского континента магматическую дугу андийского типа. Абсолютный возраст этих тел от 45 до 110 (обычно 48–80) млн. лет. Эта магматическая дуга протягивается от Свата в Пакистане через Ладакх и Кайлас вдоль гор Гангдисе до Юго-Восточного Тибета. Гранитоидные породы

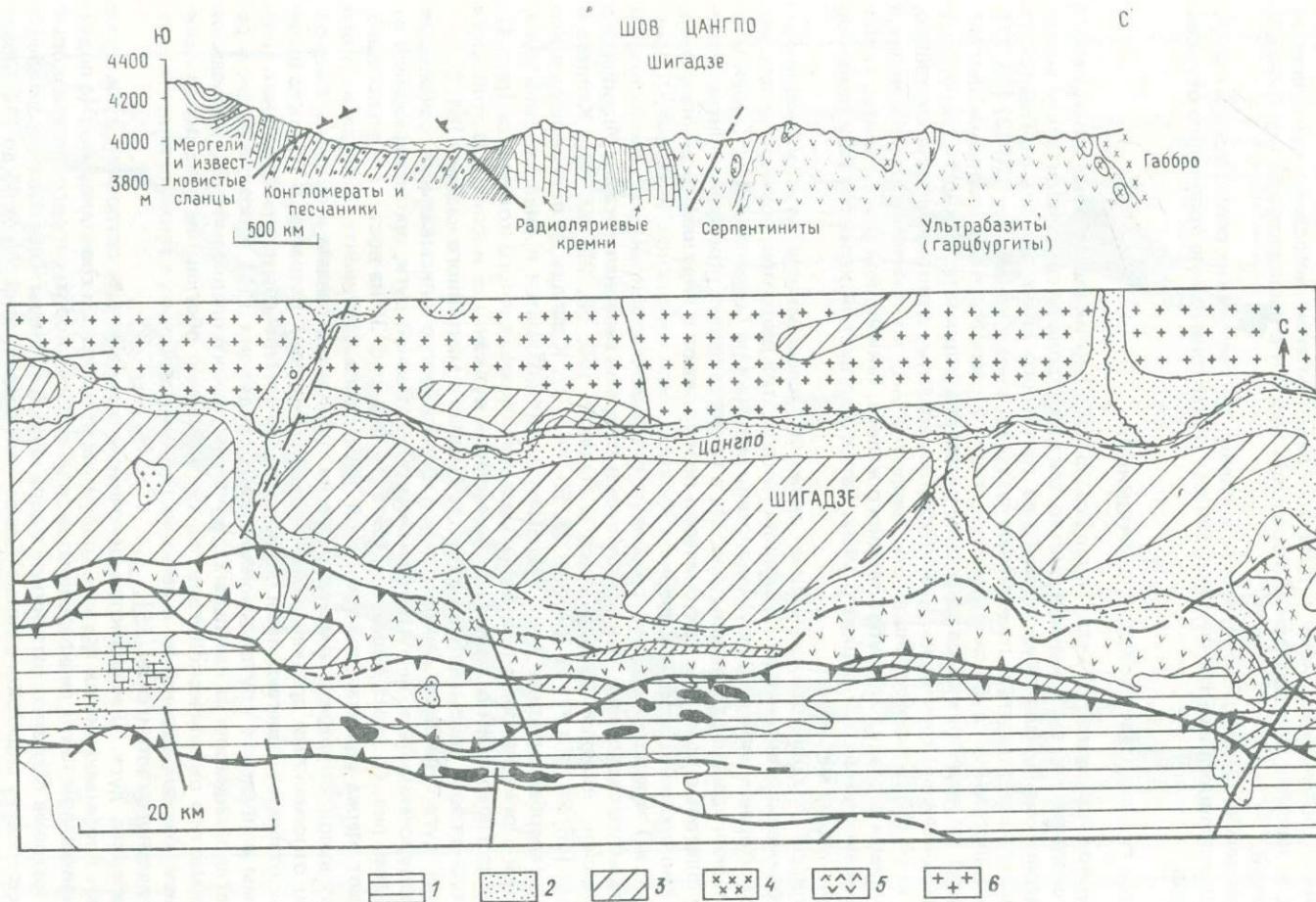


Рис. 3. Схематическая карта и геологический разрез сутуры р. Цангпо (часть сутурной зоны Инд—Цангпо) в пояссе Шигадзе к юго-востоку от Лхасы, по А. Бэлли и др. [7]

1 — осадки юры—мела; 2 — аллювий; 3 — осадки верхнего мела (+ вулканокласты); 4 — основные офиолиты и андезитовые вулканиты; 5 — ультраосновные офиолиты; 6 — гранодиориты и диориты юры—мела

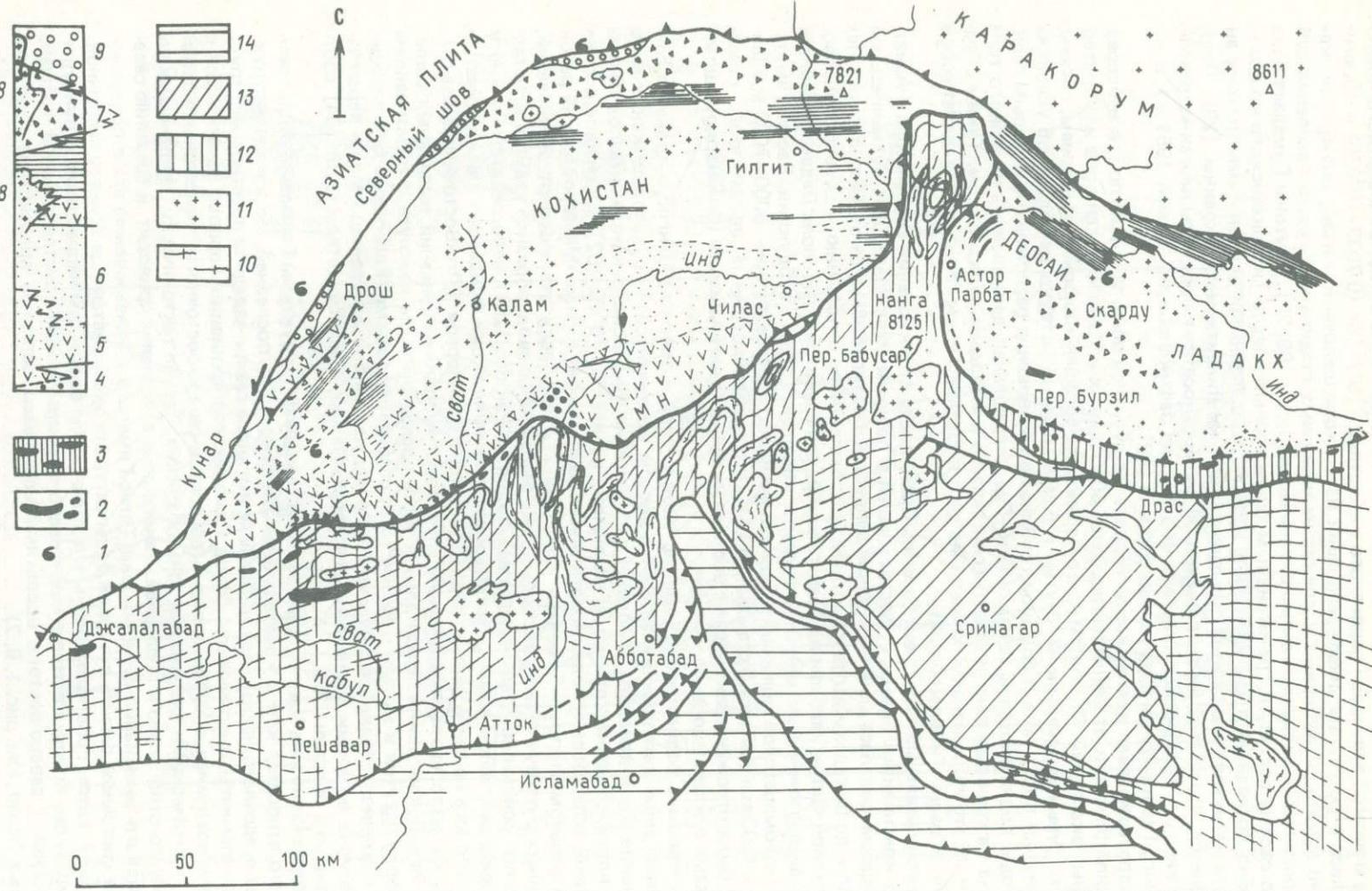
дуги характеризуются присутствием роговой обманки в качестве темноцветного компонента и низкой величиной первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7033–0,7036) и сформировались в результате дифференциации известково-щелочной магмы, возникшей, как можно думать, в глубинных условиях на начальных стадиях частичного плавления субдуцированной в верхнююmantию океанической коры [69, 29]. Плутоны Гималаев близки по своему составу к гранитоидным телам горных поясов Тихоокеанского кольца и, подобно последним, тесно связаны с известково-щелочными вулканитами (потоки андезитов—дацитов—риодакитов) наращающей континентальной окраины [29]. Представляется, что к этой же вулканической серии относятся и продукты неоген-четвертичного кислого вулканизма (последняя вспышка зафиксирована 27 мая 1951 г.) Центрального Тибета [27] и Центрального Ирана [62].

Гидротермальная деятельность. В пределах сутурной зоны Инд-Цангпо и в непосредственной близости от нее известно более 600 горячих источников, гейзеров и гидротермальных эксплозий. Продукты их деятельности обогащены хлористым натрием, литием, цезием, сурьмой, мышьяком, ртутью и бором, свидетельствуют не только об условиях растяжения коры, но и о большой глубине проникновения разломов, по которым горячие воды поднимаются к поверхности. Гидротермальная деятельность подобного типа обычна на границах плит и генетически связана с молодым вулканизмом. Таким образом, и по этому признаку хребет Гандисе в Южном Тибете также представляет собой южную окраину Тибетской плиты.

Континентальный задуговой бассейн. Сразу после столкновения Индийского и Азиатского континентов позади существовавшей в позднем мелу—палеоцене вулканической дуги сформировалась длинная и узкая депрессия, протягивающаяся от Каргила через Лех и Кайлас до Шигадзе и далее к востоку. Этот тыловой по отношению к дуге бассейн своей северной частью наложен на Трансгималайский гранитоидный пояс Ладакха, Кайласа и Гандисе, а южной частью — на офиолиты комплекса зоны субдукции. Бассейн заполнен конгломератовой молассой огромной мощности, составляющей 6000–7000 м в Шигадзе и 4000 м в Кайласе. Установлено [11], что грубообломочные аркозы этого комплекса были отложены текущими с востока на запад, ветвящимися и меандрирующими потоками в эоцен-миоценовое время.

Фронтальное поднятие фундамента. Хотя сутурная зона Инд-Цангпо и является сочленением двух сталкивающихся друг с другом континентов, не существует каких-либо признаков (или доводов в пользу) поддвигания Индийского континента под Тибетскую плиту, толщина которой на ее южной окраине 56–70 км [82]. Сказанное вполне очевидно, если взглянуть на геологический разрез через Кумаон-Мансароварский район в центральном секторе Гималаев (см. рис. 2). Даже если отвлечься от ограничений, связанных с плавучестью литосферы, ярко выраженное сводообразное вздутие кристаллического основания (так называемое поднятие Ракшас [28]) непосредственно к югу от плоскости столкновения и разбитый разломами на блоки фундамент или чешуйчатые надвиги с юга на север, известные [9] в районе Цзо-Морари (Юго-Восточный Ладакх), указывают на то, что после достижения некоторого уровня напряжений, вызванных давлением Индийской плиты, фронтальная часть последней была изогнута с образованием сводового вздутия и местами, кроме того, разбита разломами. Еще одним подтверждением сказанного является опускание и последующий подъем границы М при пересечении региона по линии Кашмир—Нангапарват—Памир, о чем свидетельствует [34] соответствующий профиль ГСЗ.

Сутурная зона Инд-Цангпо под острым углом срезает структуры Гималайской провинции (это относится как к кристаллическому основанию последней, так и к супраструктуре ее осадочного чехла). Так, в Ладакхе имеющие северо-западное простирание структурные элементы и комплексы пород Гималайской провинции торцово сочленяются с протягивающимися в субширотном (до восток-северо-восточного) направлении лито-тектоническими элементами зоны обдукции, будучи тектонически опущенными по разлому по отношению к последней. Такого рода сочленение приводит к срезанию северо-западного замыкания синклиниория Тетис-Гималаев и исчезновению его с поверхности. На восточном фланге сутурной зоны ситуация оказывается еще более драматичной, поскольку здесь протирающиеся в восток-северо-восточном направлении структуры и комплексы пород Гималаев поочередно перекрываются кристаллической толщей, надвинутой с северо-востока вдоль имеющих северо-западное простирание надвигов Миши и Лохит (см. рис. 1, 6, 7).



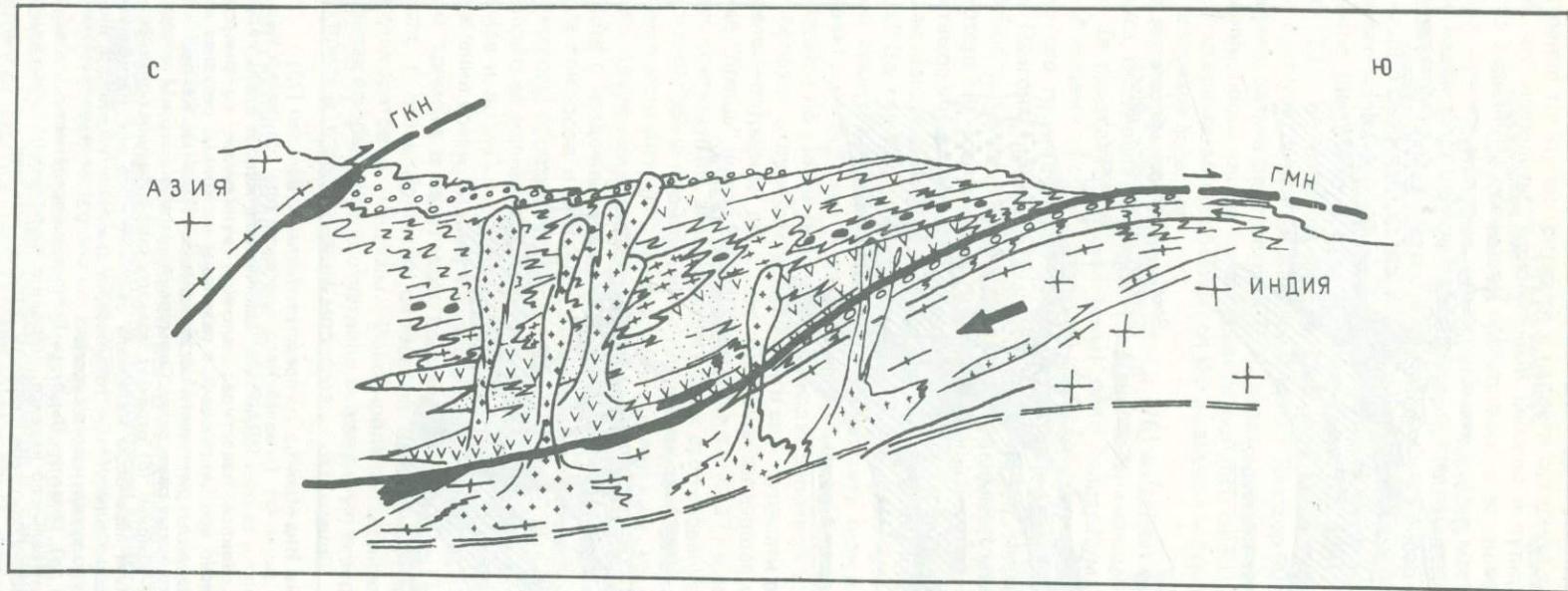


Рис. 4. Кохистанский (или Орасский) комплекс Северного Пакистана и прилегающих частей Кашмира, представляющий собой островодужную ассоциацию, зажатую между Индийской и Азиатской плитами. Вертикальный разрез иллюстрирует структуру комплекса и объясняет его эволюцию, по Д. Берду и др. [8]

1 — меловые осадочные отложения; 2 — гипербазитовые клиппены; 3 — зеленые и голубые сланцы; 4 — гипербазитовый комплекс Джигал; 5 — палеозойские гнейсы; 6 — пироксеновые гранулиты; 7 — вулканиты Ультрор (Орас); 8 — гранодиорит-диоритовый комплекс; 9 — осадочные отложения; 10—14 — кайнозойские отложения форланда*. ГКН — Главный Каракорумский надвиг; ГМН — Главныйmantийный надвиг

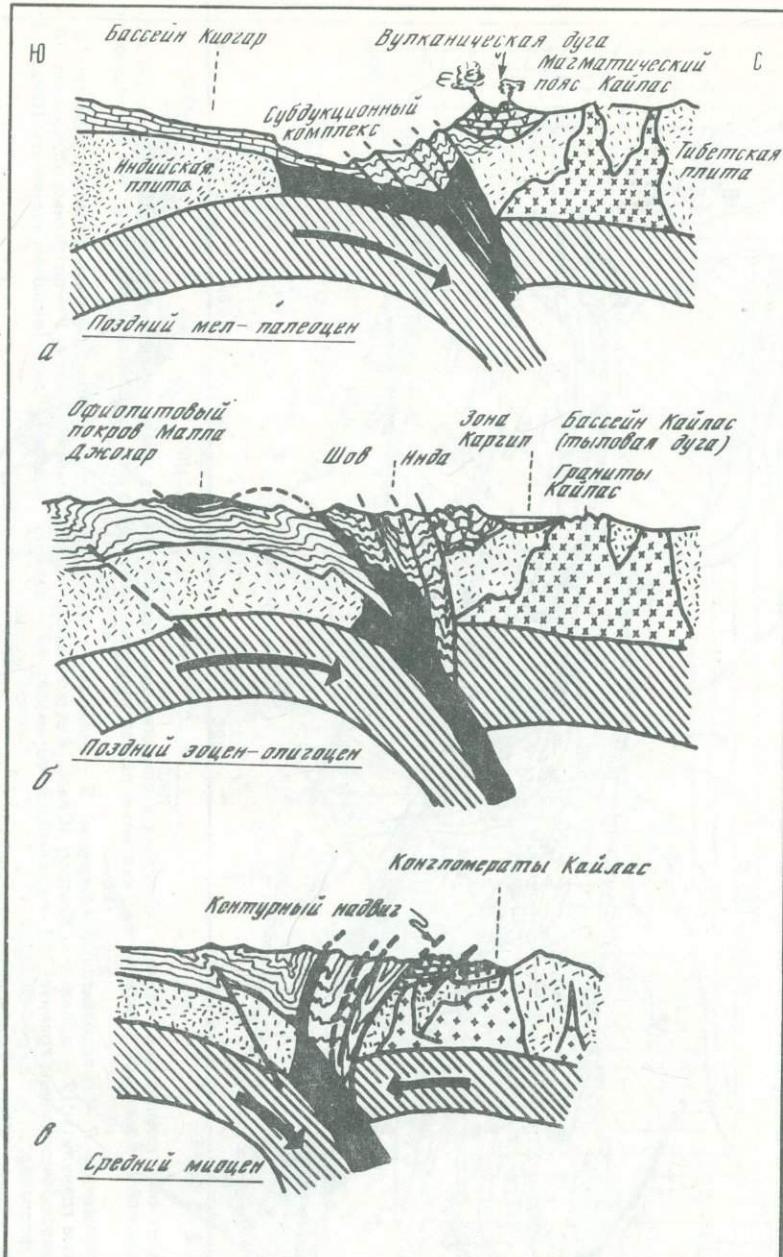


Рис. 5. Эволюция сутурной зоны Инд–Цянпо, по представлениям К. Вальдия [73]

В течение Каракорумской фазы (а) Гималайского орогенеза при сближении Индийской плиты с Азиатским континентом вслед за образованием океанического желоба вдоль линии Орас–Лех–Дарчен–Шигадзе широко появился известково-щелочная вулканализм, сформировавший здесь островодужный комплекс, тесно ассоциирующий с развитым несколько севернее магматическим поясом, сложенным тоналит-гранодиорит-гранитной ассоциацией Ладакха, Кайлас и Гандисе-Лхасы. Во Внешних Гималаях в это время развивался Сирмурский бассейн.

Тектоническая фаза Малла–Джохар (б) отвечает моменту столкновения континентов, сопровождавшемуся обдукицией и южным переносом материала океанического дна, изгибанием и воздыманием кристаллического основания в результате торможения движения Индийской плиты и развитием в пределах пояса Инд–Цянпо преддугового бассейна.

В ходе Сирмурской фазы (в) развитие Высоких Гималаев определялось их движением вверх вдоль плоскости Главного центрального надвига, широким проявлением гранитоидного магматизма и перемещением тектонических покровов в области Низких Гималаев.

Существенно то, что все складки и надвиги сутурной зоны имеют северную вергентность, так что офиолиты, офиолитовый меланж и вулканические ассоциации сутуры Инд-Цангпо надвинуты в северном направлении на эоцен-миоценовую молассу задугового бассейна, причем молодые молассовые отложения местами сильно деформированы. Указанное надвигание масс на север вызвано возобновлением конвергенции континентов в миоцене. Другим следствием повторных импульсов сближения континентов и соответствующего сжатия коры являются выдавливание и перенос в южном направлении офиолитового меланжа и офиолитов, залегающих ныне (см. рис. 1), в виде тектонических покровов (например, покров Киогар-Джунгбва [24]) и клиппов (таких, как клип Спонгтанг [23]) на меловом флише. При этом амплитуда переноса масс в южном направлении достигает в районе Кайласа и Малла-Джохор 80 км. Возможно, подобный перенос и формирование олистостром [57], столь характерных для сутурной зоны на всем ее протяжении, происходили путем гравитационного соскальзывания масс, являвшегося следствием воздымания изгибающейся фронтальной части континента, столкнувшегося со своим северным соседом.

Парные метаморфические пояса. Вирди [76] выделяет в Ладакхе парные метаморфические пояса, связанные с сутурой Инд-Цангпо. Занимающий относительно более южное положение (в пределах сутурной зоны) пояс Злидат-Сумдо сложен голубыми глаукофановыми сланцами высоких давлений и отделен громадным батолитом так называемого Ладакхского гранита от расположенного севернее низкобарического метаморфического пояса Пангонг (долина р. Шайок в Каракоруме), имеющего верхнепалеозойский—триасовый возраст и сложенного андалузит-силлиманитовыми кристаллическими сланцами, с которыми ассоциируют вулканиты андезит-риолитового состава и граниты. Парные метаморфические пояса подобного типа характерны для окаймленных зонами субдукции активных континентальных окраин Тихоокеанского кольца.

Эволюция Цангпо-Индской сутурной зоны. На протяжении завершающей части среднего мела на южной окраине Тибетского континента (или в непосредственной близости от нее) развилась глубокая и узкая тектоническая борозда (бассейн), подчеркнутая протягивающейся по линии Драс—Лех—Шинадзе цепочкой известково-щелочных вулканитов. Эта борозда и вулканический пояс в совокупности образуют тектонопару океанический желоб—островная дуга (рис. 5). Существовавшая между двумя континентами океаническая "брешь" имела 200–300 км в ширину [27] и закрылась в результате сближения обоих континентов, завершившегося их столкновением друг с другом. Закрытие океанического бассейна произошло не позднее самого начала среднего эоцена [53]. По мере спаивания континентов (причем фронтальная часть Индийского континента местами изгибалась вверх или была срезана) океаническая кора выдавливалась (обдуцировалась) вместе с осадочным чехлом на внешнее обрамление бывшего бассейна в виде офиолитовых покровов и меланжа, а кристаллическое основание северного борта бассейна воздымалось, образуя при этом горный хребет. Поглощение океанической коры и покрывающего ее маломощного слоя осадков сопровождалось плавлением поглощенного материала и послужило причиной вулканической деятельности (поздний мел—эоцен) и становления гранитоидных массивов Свата, Ладакха, Кайласа и Гангдисе. Начиная с эоценового времени в задуговом бассейне, опоясывавшем быстро поднимавшиесяproto-Гималаи, с очень большой скоростью накапливались исключительно большие объемы конгломератовой молассы. Возобновление сближения континентов около 20 млн. лет назад сформировало отчетливо выраженную северную вергентность складок и надвигов и привело к деформации молассовых отложений.

ВОСТОЧНАЯ ГРАНИЦА ИНДИЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

На северо-восточном фланге Гималайской провинции имеющие северо-западное простижение надвиги Миши [21] и Лохит резко несогласно срезают (рис. 6), с одной стороны, имеющие восток-северо-восточное простижение литотектонические единицы Аруначальских Гималаев, с другой — поле развития имеющих северо-северо-восточное простижение верхнемеловых и третичных пород, относящихся к области Indo-Бирманских хребтов. Надвиг Лохит отделяет развитые в юго-западном его крыле метаморфиты Миши от комплекса роговообманковых диоритов и гранодиоритов, распространенных к северо-востоку от надвига (рис. 7). Для зоны надвига характерны серпентиниты, залегающие в южном крыле надвига.

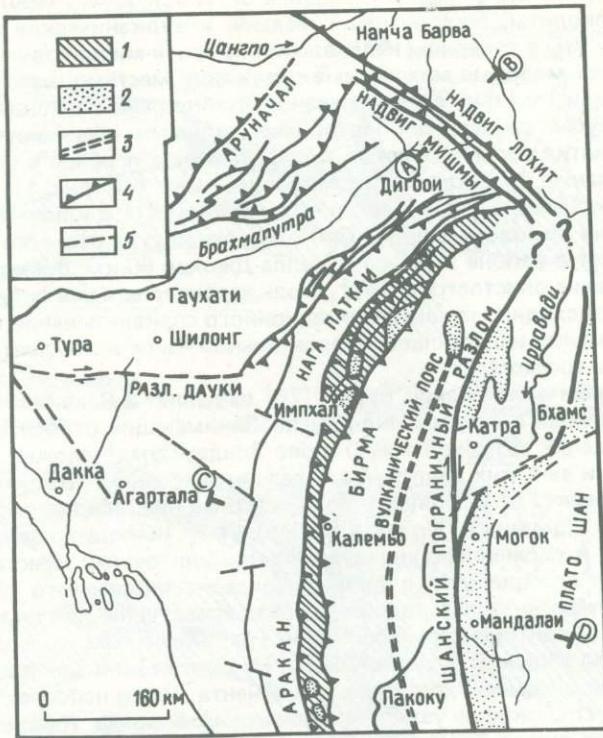


Рис. 6. Схематическая карта северо-восточного окончания Гималайской провинции, показывающая положение надвигов Мишми и Лохит, под прямым углом срезающих и обрывающих литотектонические элементы Гималаев, по Д. Сирлу, Б. Хаку [54] и Д. Нанди [48]

1 — офолиты и меланж; 2 — метаморфиты; 3 — вулканическая линия; 4 — надвиги; 5 — разрывы

гающие среди нижнепалеозойских известняков Миддинг [67, 19]. Благодаря присутствию серпентинитов надвиговая зона Лохит оказывается в некоторых отношениях подобной сутурной зоне, тогда как развитый в северо-восточном Лохите комплекс роговообманковых гранодиоритов и диоритов вполне подобен гранодиоритам магматической дуги, образующим пояс Гангдисе—Кайлас—Ладакх. Эта тектоническая провинция, возможно, протягивается в юго-восточном направлении через Качинские горы и Шанское плато до Теннасерим-Малайзийского полуострова Индокитайского субконтинента.

Индо-Бирманский обдукционный комплекс и Андаманская система субдукции. Пат-кай-Нагаленд-Араканская система хребтов сложена сильно деформированным, многократ-

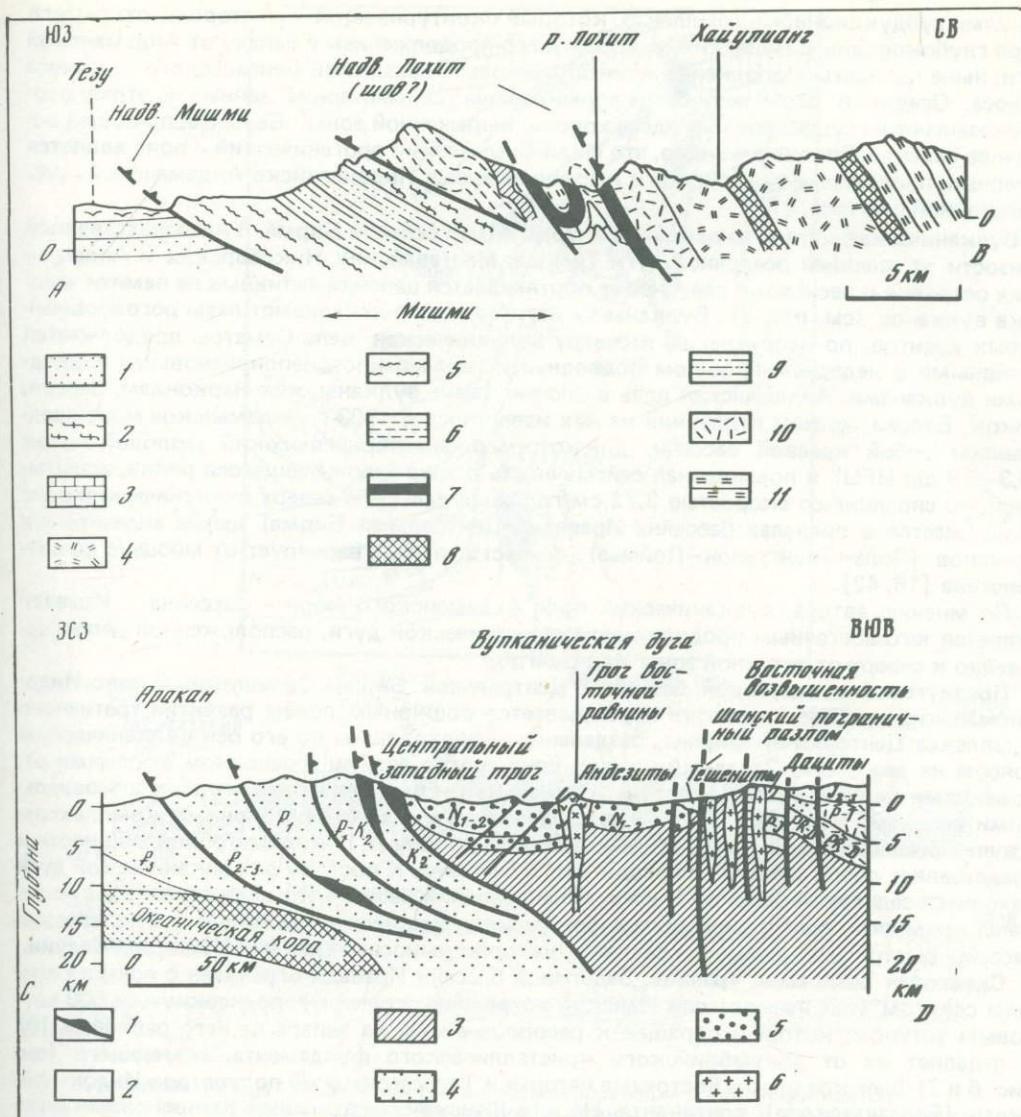


Рис. 7. Разрезы вдоль профилей, показанных на рис. 6
А-В — через район Лохит, по данным В. Такура, А. Джэйна [67], Д. Дхундиала и др. [19].

1 — современные осадки; 2 — кианит-ставролитовые сланцы; 3 — мраморы; 4 — диориты; 5 — хлорит-серцицитовые сланцы; 6 — тремолит-актинолитовые сланцы и филлиты; 7 — серпентиниты; 8 — амфиболиты; 9 — биотит-гранатовые сланцы; 10 — роговообманковые диориты; 11 — гранат-кианитовые сланцы.

С-Д — через Араканский хребет и Южные Шанские штаты в Бирме, по данным А. Митчела и В. Мак-Кэрроу [43].

1 — охиолиты; 2 — карбонаты; 3 — континентальная кора; 4 — флиш; 5 — флювиальные и шельфовые осадки; 6 — граниты

но надвинутым флишевым комплексом верхнего мела—эоценена (см. рис. 7) и ограничена с востока крутым надвигом, к которому приурочены офиолитовый меланж и сильно тектонизированные серпентиниты [12]. Эта вмещающая офиолиты флишевая зона уходит на юг, в Бенгальский залив, захватывая также и сложенные осадочными породами острова Андаман-Никобарского архипелага [35], Ментавай (к юго-западу от Суматры) и Тимор. На всех этих островах офиолиты также ассоциируют с флишевыми отло-

жениями субдукционного комплекса, который оконтуривается со стороны открытого моря глубоководным Яванским желобом и его продолжением к западу от Андаманской дуги, ныне полностью заполненным плейстоценовыми осадками Бенгальского конуса выноса. Осадки в этом желобе деформированы; сейсмические данные по этому поясу указывают на существование здесь хорошо выраженной зоны Беньофа, имеющей восточное падение. Вполне очевидно, что Индо-Бирманский орогенический пояс является северным продолжением активной в настоящее время Индонезийско-Андаманской субдукционной системы.

Вулканическая дуга в Андаманском море и Центральной Бирме. В непосредственной близости от внешней осадочной дуги Тимора, Мантавайских, Никобарских и Андаманских островов и несколько севернее ее протягивается цепочка активных на памяти человека вулканов (см. рис. 7). Вулканы Суматры до сих пор изливают лавы роговообманковых дацитов, по направлению к северу вулканическая цепь Суматры продолжается активными в недавнем прошлом подводными горами и позднеплиоценовыми подводными вулканами. Андаманская цепь включает такие вулканы, как Наркондам, Севелл, Алкок, Баррен, причем последний из них извергался в 1803 г. Андаманское море представляет собой краевой бассейн, для которого характерны высокий тепловой поток (5,3–5,9 ед. HFU) и повышенная сейсмичность в зоне зарождающегося рифта, испытывающего спрединг со скоростью 3,72 см/год. Еще дальше к северу вулканический пояс продолжается в пределах бассейна Иравади (Центральная Бирма) цепью андезитовых вулканов (Попа–Таунгталон–Лоймье), возраст которых варьирует от миоцена до антропогена [16, 42].

По мнению автора, вулканический пояс Андаманского моря – бассейна Иравади является юго-восточным продолжением вулканической дуги, расположенной непосредственно к северу от сутурной зоны Инд-Цангпо.

Преддуговой и задуговой бассейны Центральной Бирмы. Офиолитовый пояс Индо-Бирманских хребтов с востока перекрывается обширным полем развития третичного комплекса Центральной Бирмы, разделенного проходящим по его оси вулканическим поясом на две части. Западный из этих двух трогов сложен в основном морскими отложениями верхнего мела–миоцена, перекрытыми плиоцен-четвертичными аллювиальными осадками (см. рис. 6, 7). Эта заключенная между субдукционным комплексом и вулканической дугой толща осадочных пород достигает 17-километровой мощности и представляет собой комплекс преддугового бассейна. К востоку от вулканической дуги находится задуговой бассейн. В южном направлении бассейн Иравади сливается с Андаманским морем, представляющим собой раскрывающийся в настоящее время краевой бассейн, быстро заполняемый осадками, которые выносятся реками Иравади и Салуин.

Сдвиговая разломная граница. Задуговой бассейн Иравади ограничен с востока прямым сдвигом (так называемый Шанский пограничный разлом), подчеркнутым 600-метровым уступом, который обращен к расположенным на западе от него равнинам [6] и отделяет их от докембрийского кристаллического фундамента, слагающего (см. рис. 6 и 7) Шанское плато, Восточные нагорья и Тенассеримский полуостров Индокитайского (Евразиатского) континента. На юге Шанский пограничный разлом сопрягается с одним из многих трансформных разломов, рассекающих дно Андаманского моря. На сущем Шанский разлом подчеркивается верхнемеловыми офиолитами, голубыми сланцами глаукофан-альбит-жадеитового состава и серпентинитами [12]. В этом отношении Шанский разлом аналогичен Шайокской сuture в Каракоруме, которая также выводит к поверхности офиолиты [51].

ЗАПАДНАЯ РАЗЛОМНАЯ ОКРАИНА

Зона обдукции. Западное продолжение зоны Инд-Цангпо изгибается в плане и, опоясывая массив Нангапарбат, смыкается с так называемым Главным мантийным надвигом, являющимся южным ограничением низов Кохистанского острововодужного комплекса. Далее на юге, в сторону моря, восточная часть зоны подчеркивается офиолитами (гарцбургитами, габбро и пиллоу-лавами) Хоста, Вазиристана, Зоба, Муслимбаха и Белы, а западное ее окаймление – меланжевыми и олистостромовыми комплексами Шигар, Чалт, Ясин, Кюнер, Альтимур и Кабул (рис. 8). Породы офиолитового комплекса и голубые сланцы залегают в пределах скатой в крутые складки и ограниченной разломами толщи (мощностью 2500 м) флишевых карбонатных турбидитов и радиоляритов,

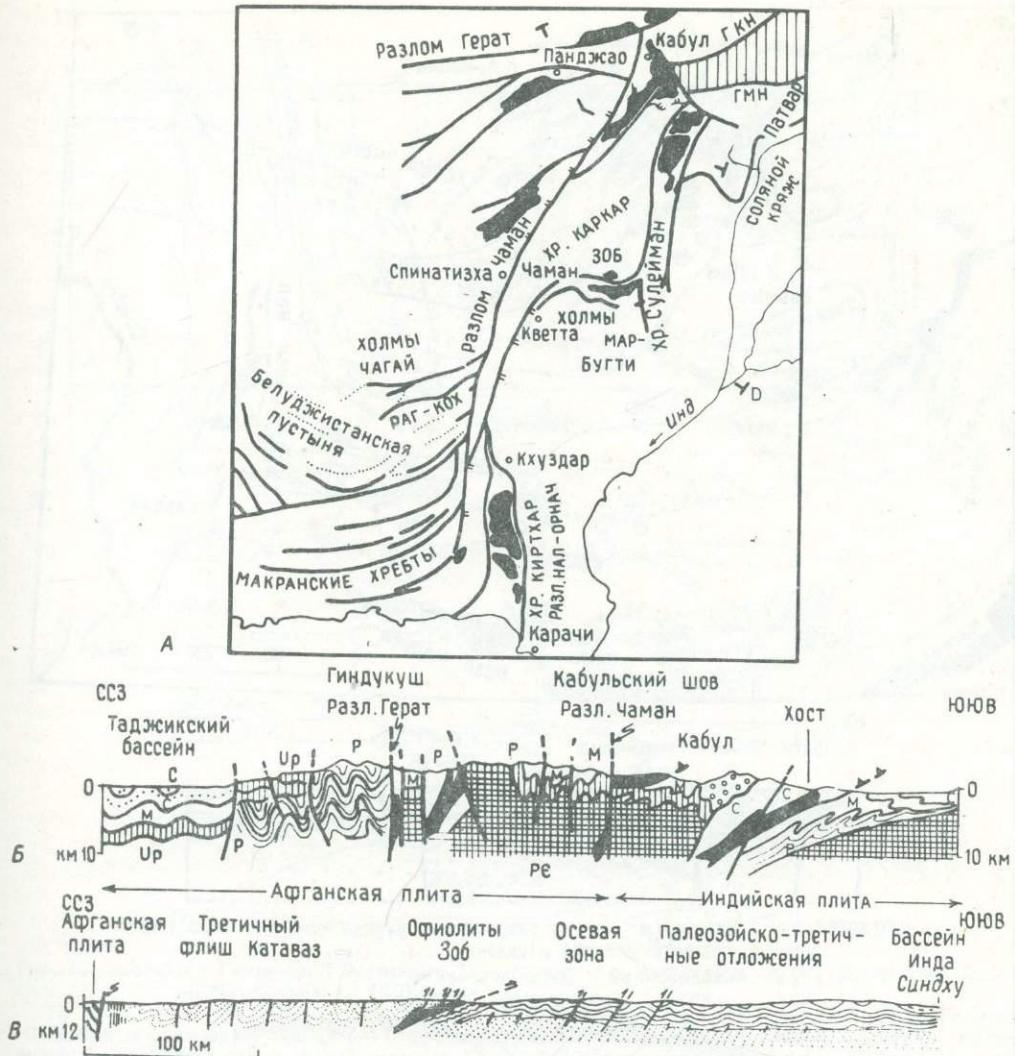


Рис. 8. Западная граница Гималайской тектонической провинции с Афганской плитой

А. Западная граница совпадает с Чаманским разломом, который в юго-западном направлении ветвится, переходя в серию надвиговых швов, образующих в совокупности чешуйчатую зону Макранского побережья. К востоку от этого разлома показана зона обдукции, маркированная олиолитовой ассоциацией, залегающей среди мелового флиша, и являющейся юго-западным продолжением Цангио-Индской сутурной зоны. В северо-восточном углу карты выделен Кохистанский островодужный комплекс, ограниченный с севера Главным Каракорумским надвигом.

Б. Разрез, по П. Таппопне и др. [65], на котором зона Гератского разлома выступает в качестве сuture между Индийской (Гондванской) и Афганской (Лавразиатской) плитами. В третичное время повторная активизация подобных зон в качестве сдвигов превратила многие сутуры (надвиги) в крутопадающие разломы.

В. Разрез, по Д. Андрио и М. Брюнемо [2], на котором видна сутурная зона, маркированная олиолитами пояса Вазиристан—Зоб—Муслимбах—Бела

датируемой маастрихом — нижним эоценом. Этот обдукционный комплекс надвинут в юго-восточном направлении на смятые в складки шельфовые отложения юры—нижнего палеоцена, слагающие фронтальную часть крупного Джайсалмерского (Раджастанского) форландового бассейна, выполненного толщей осадков возрастом от верхнего мела до неогена [5] (см. рис. 8).

Катавазский молассовый бассейн. Описанный обдукционный комплекс перекрывает-
ся с запада 8-километровой по мощности олигоцен-миоценовой толщиной, сложенной

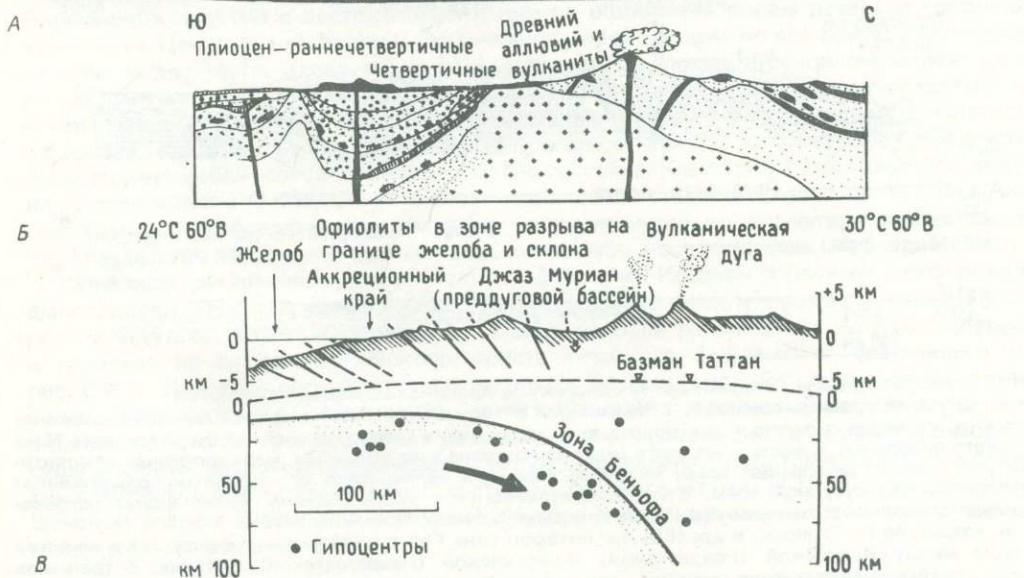
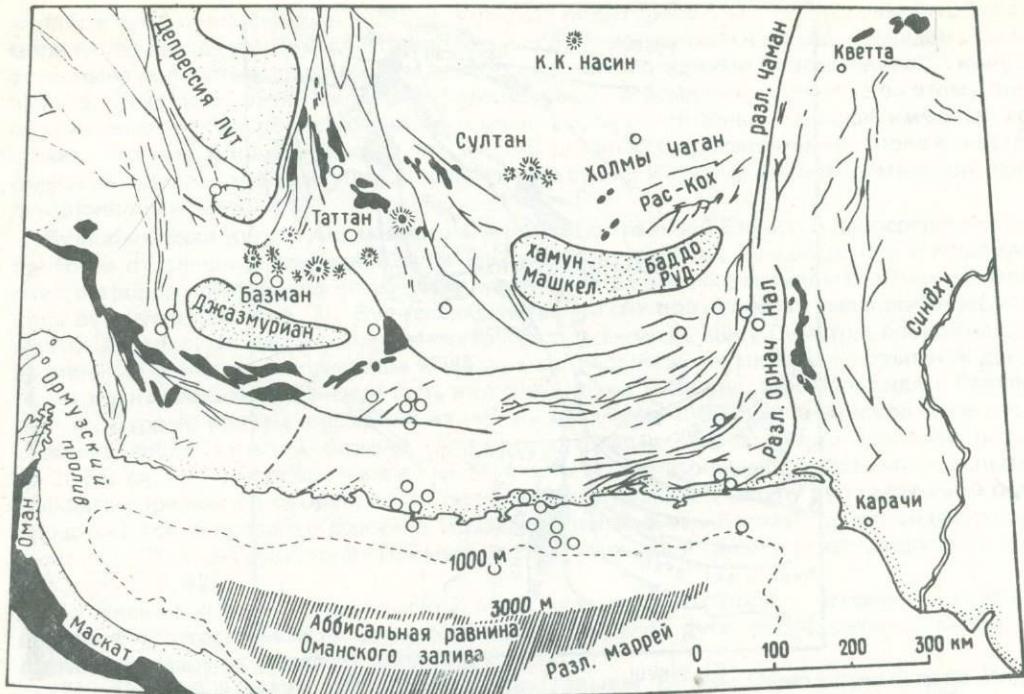


Рис. 9. Белуджистанский субдукционный комплекс

А. Ветвление транскуррентного Чаманского сдвига на серию надвигов, превращающих флишевую толщу Макранского побережья во включающий тела офиолитов пакет черепитчато перекрывающих друг друга надвиговых пластин, по К. Джэкобу и Р. Китмайеру [30]. Севернее расположен передовой по отношению к дуге бассейн, выраженный депрессиями Джазмуриан и Маскхель и окаймленный с севера вулканической дугой, образуемой вулканами Чагай, Расхок, Безман, Тефтан.

Б. Разрез через Белуджистанские горы, показывающий характер залегания осадочных толщ и положение новейших вулканитов.

В. Положение зоны Беньоффа под побережьем Макрана, предполагаемое исходя из распределения гипоцентров землетрясений в пространстве, по данным К. Джэкоба и Р. Китмайера [30]

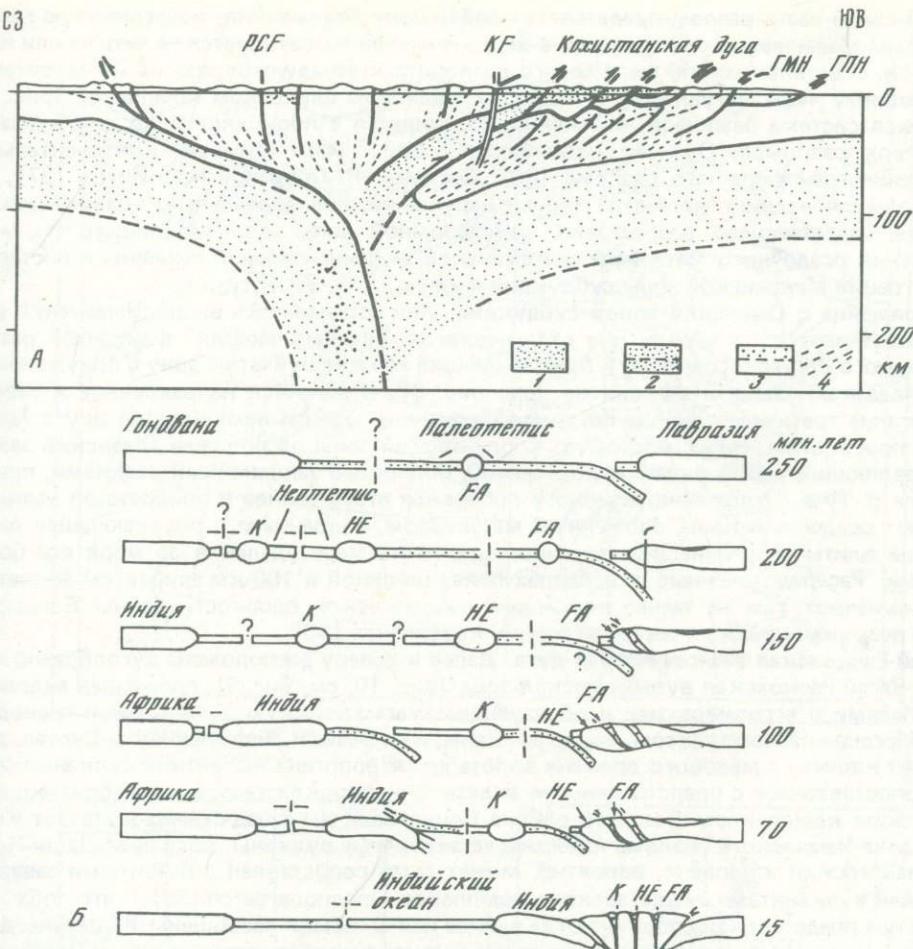


Рис. 10. Эволюция Гиндукуша и горного Пакистана, по представлениям (А) Д. Андрио, М. Брюнеля [2] и (Б) П. Таппонье и др. [65]

П. Таппонье с соавторами рассматривают Гератский разлом в качестве границы между Гондваной (Индийской плитой) и Лавразией (Афганским геоблоком). Главный мантийный надвиг является аналогом сутурной зоны Инд–Цянгпо, а Главный Каракорумский надвиг – Шайокской сутуры Ладакха

1 – континентальный фундамент; 2 – фанерозойские осадки; 3 – мантия литосферы; 4 – мантия литосферы и островодужный комплекс

континентальной и эпиконтинентальной молассой, флишем и вулканогенно-обломочными отложениями, накопившимися в протягивавшемся на 200 км в длину Катаваском бассейне. Развитый здесь набор осадочных пород очень сходен с комплексом осадков Шигадзе–Кайлес–Каргилского молассового бассейна сутуры Инд–Цянгпо и, по-видимому, представляет собой комплекс отложений преддугового бассейна, существовавшего к востоку от Кандагар–Спинатизха–Чагайского вулканического пояса.

Чаманский сдвиг. Сулейман–Киртхарский осадочный пояс Гималайской тектонической провинции отделен от Афгано–Белуджистанской провинции протягивающимся на 900 км с севера на юг Чаманским сдвигом и его более южным аналогом в виде системы разломов Нал–Орнач (см. рис. 8). Суммарная величина левостороннего сдвигового смещения по Чаманскому разлому начиная с мелового времени – от 200 до 300 км [37], а скорость перемещения приблизительно 1–2 см/год за последние 100 000 лет и порядка 2,5–3,5 см/год за четвертичное время в целом [65]. Разлом этот на севере смыкается с Гератским и Панджширским пограничными разломами и в своей северной, очень прямолинейной части срезает и смещает аллювиальные конусы и русла водотоков. В

средней своей части разлом представляет собой зону скальвания, подчеркнутую гипербазитовым меланжем и олиолитами, а далее к югу он разветвляется на четыре или пять разломов, становящихся по мере своего разворота к западу субширотными надвигами, образующими чешуйчатую зону в палеоцен-эоценовом флишевом комплексе (рис. 9). Чаманская система разломов, возможно, соединяется с проходящим по дну Аравийского моря разломом Оузен и представляет собой, таким образом, континентальное проявление трансформного разлома [80]. Согласно Р. Лоуренсу и Р. Йитсу [37], отвечающиеся надвиги являются серией нарушений, последовательно возникавших в процессе нарастающего разрастания трансформной зоны, происходившего по мере накопления осадочного материала у Афганской континентальной окраины и постепенной миграции Макранской зоны субдукции к югу.

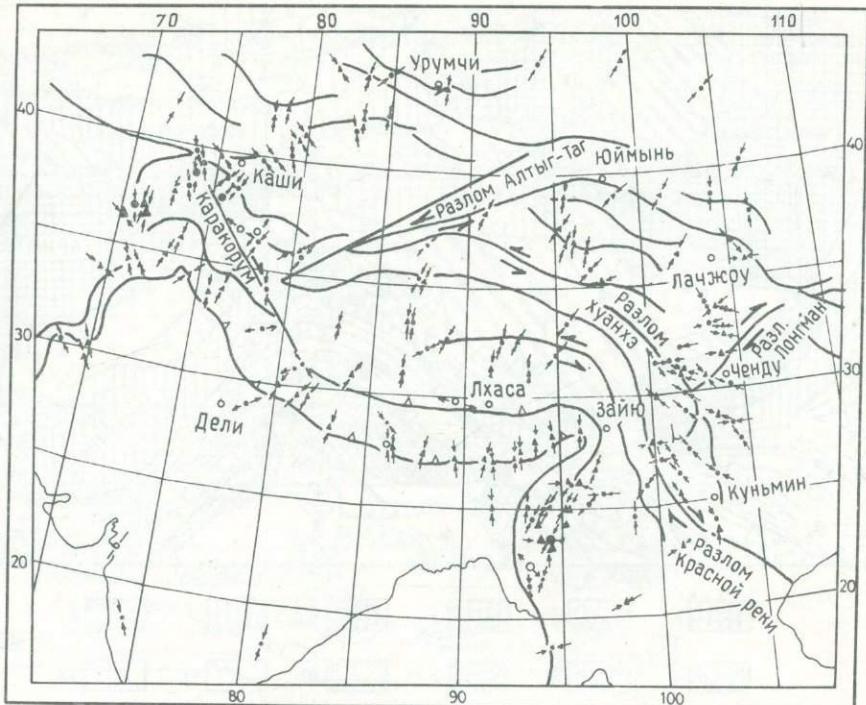
Сопряжение с Оманской зоной субдукции. Как указывалось выше, Чаманский разлом разветвляется на четыре или пять надвигов, "расщепляющих" флишевый разрез Макранского берегового хребта и превращающих его в чешуйчатую зону с приуроченными к надвигам телами олиолитов (см. рис. 8). Отмечается направленное к северу поддвигание третичного флиша по этим черепитчато перекрывающим друг друга надвиговым плоскостям. Непосредственно к югу от этой зоны расположен Оманский залив, представляющий собой океанический желоб, полностью заполненный осадками, принесенными р. Инд. Отложения северного побережья этого залива и прибрежной равнины образуют осадочный клин, сложенный материалом, содранным с опускающейся океанической плиты серией надвигов, становящихся по мере удаления от моря все более крутыми. Рассредоточенные в пределах пояса шириной в 100 км эпицентры землетрясений намечают тем не менее положение сейсмической плоскости (зоны Беньофа), плавно погружающейся на север, в сторону континента [30].

Чагай-Раскохская вулканическая дуга. Далее к северу расположена дугообразно изогнутая Чагай-Раскохская вулканическая зона (рис. 10, см. рис. 9), сложенная андезитовыми лавами и агломератами и образующим магматическую дугу тоналит-гранодиорит-габброидным комплексом. Такие вулканы, как Безман, Тифтан и Кухи-Султан, действовали начиная с мелового времени вплоть до антропогена. Чагайский вулканический пояс сопоставляется с представленным андезитами, пирокластами и игнимбритами вулканическим комплексом Базайгар района Спинатизхи (к западу-северо-западу от Кветты). В зоне Чаманского разлома известны четвертичные вулканы вблизи от Даши-Новара. Базайгарский комплекс, вероятно, может быть сопоставлен с развитыми севернее сходными вулканитами Кандагарского комплекса. Предполагается [38], что оба эти комплексы представляли собой некогда единое целое и были разобщены и удалены друг от друга в результате сдвиговых смещений по Чаманскому разлому. Как и в Чагайском поясе, известково-щелочные вулканиты Спинатизхи прорваны телами диоритов и гранитов (комплекс Квайя-Амран), а вулканиты Кандагарского района — гранитами с абсолютным возрастом 100–110 млн. лет [65].

Непосредственно к югу от Раскох-Чагайской вулканической дуги расположены крупные депрессии Хамуми-Маскхель и Джазмуриан, образующие нечто вроде передового по отношению к вулканической дуге прогиба. Анализ совокупности вышеприведенных факторов ясно показывает, что эволюция Гималайского орогенического пояса генетически связана с развитием Оманской субдукционной системы.

ГЕОДИНАМИКА АЗИАТСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ

Сейсмичность. Анализ данных сейсмического зондирования Центрально-Азиатского региона [66] показывает, что мощность коры равна 70–73 км под Тибетским плато и 45–68 км — к югу от Цангпо-Индской сутурной зоны (рис. 11). Под обеими континентальными массами существует слой пониженных скоростей мощностью около 10 км, глубина до которого составляет 42–46 км к северу и 29–45 км — к югу от сутурной зоны. Решение фокальных механизмов указывает, что очаги землетрясений приурочены к неглубоко залегающей в литосфере плоскости, наклоненной под углом 2° к северо-северо-востоку. Известен, однако, один фокальный механизм сбросового типа, характеризующий землетрясение 14 сентября 1970 г. с очагом на глубине 90 ± 10 км (т. е. в пределах самой верхней части верхней мантии) и свидетельствующий о преобладании на этом уровне условий растяжения. Очевидно также, что в регионе существуют устойчиво ориентированные в северо-северо-восточном направлении горизонтальные на-



Шовная зона
Инд - Цангпо

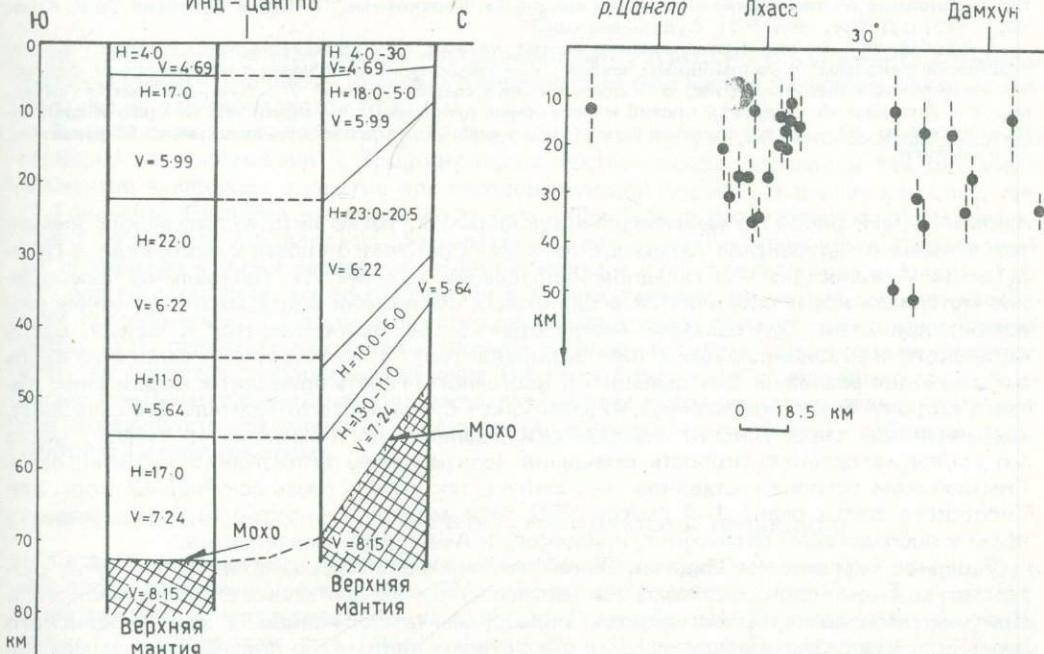


Рис. 11. Ориентировка напряжений сжатия в очагах землетрясений Тибето-Гималайского региона

На схеме видно сдвиговое смещение по субширотным разломам и соответствующее выталкивание участков коры к востоку, по Тянь Дживэнзу [66]. На разрезе показано распределение в вертикальной плоскости очагов мелкофокусных землетрясений. Колонки слева демонстрируют строение земной коры под Гималаями и Тибетом по данным глубинного сейсмического зондирования

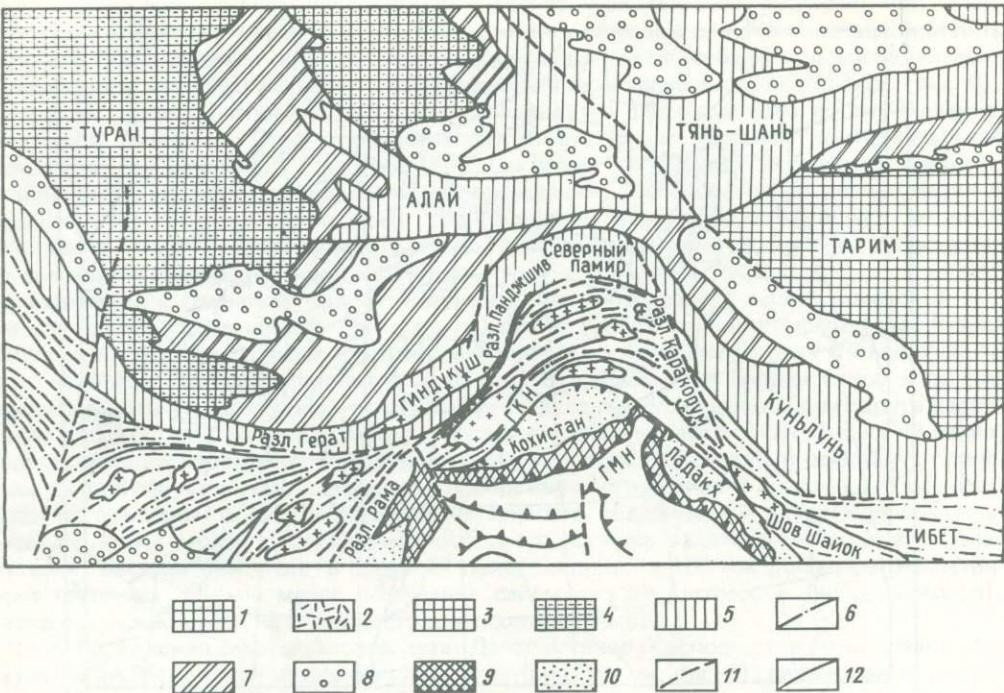


Рис. 12. Тектоническая карта северо-западной части Гималайской провинции, на которой показаны также основные тектонические элементы Гиндукуша, Каракорума, Памира и Кунылуня, по К. Кравченко [36] и Д. Штёклину [63], с упрощениями

1 – добайкальская платформа с маломощным чехлом; 2 – добайкальский фундамент; 3 – каудонский фундамент с маломощным чехлом; 4 – герцинский фундамент с маломощным чехлом; 5 – герцинский складчатый пояс; 6 – мезозойский складчатый пояс; 7 – позднеалпийские складки; 8 – Альпийский передовой прогиб и межгорные депрессии; 9 – офиолиты на краю Индийского континента; 10 – островодужные комплексы и осадки континентальных окраин; 11 – сдвиги; 12 – надвиги

пряжения (см. рис. 11), вызывающие дугообразный изгиб литотектонических элементов в плане и латеральное перемещение коры Восточного Тибета в восточном, а Центрального Афганистана – в западном направлении (см. рис. 1). Латеральное перемещение материала коры проявляется в сдвиговых смещениях вдоль многочисленных разломов, при этом Центральный Афганистан как бы выталкивается к западу, вдоль Гератского и ассоциирующих с ним разломов [65], а левостороннее сдвигание вдоль субширотных разломов Центрального и Восточного Тибета приводит к выдвиганию Китая в сторону Тихого океана [45, 47]. Скорость суммарного относительного смещения, оцененная по совокупности сейсмических данных по Гималаям и Тибету, равна 5,6 см/год, а средняя скорость смещения (сокращения) за последние 80 млн. лет в Гималайском регионе составляла 3–4 см/год, так что скорость сокращения коры для Тибетского плато равна 1–2 см/год [83]. Эти величины служат мерой аккомодации коры к последствиям сближения Индийского и Азиатского континентов.

Северное ограничение Индокитайской тектонической провинции. К северу от разломов Герат-Панджширского, Акбайтальского, Алтынтауского, Цзыньшайского и Красной реки палеозойские породы подверглись деформациям в ходе герцинского орогенеза, что резко контрастирует с отсутствием каких-либо признаков позднепалеозойской деформации к югу от указанной линии (см. рис. 1, 12). Последняя поэтому может считаться южной границей герцинской тектонической провинции, охватывающей орогенические пояса Копетдага, Западного Гиндукуша, Северного Памира, Кунылуня и Цинлина, которая отделяет ее от расположенной южнее Индосинийской провинции, имеющей позднегерцинский или раннекиммерийский возраст. Согласно Д. Штёклину [63], позднегерцинский (или индосинийский) орогенез вызван окончательным закры-

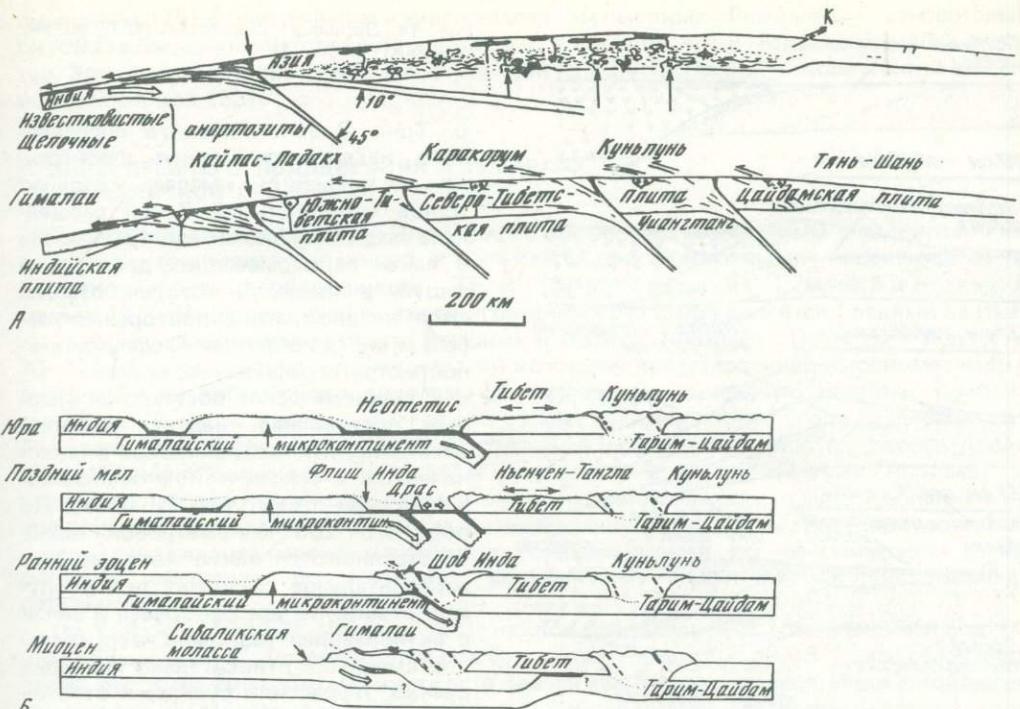


Рис. 13. Эволюция Гималайской и Тибетской провинций, по представлениям (А) К. Поузлла, П. Ко-негана [50] и (Б) С. Синха-Роя [61]

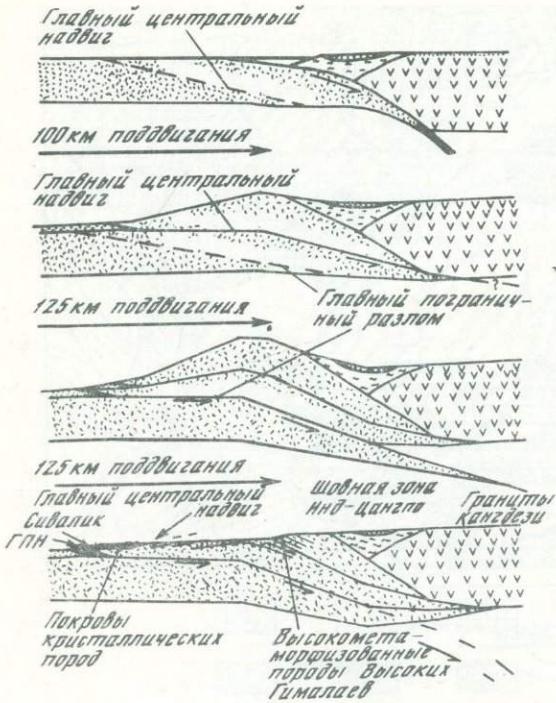
тием палео-Тетиса в результате столкновения палео-Азиатского континента с Тибето-Афгано-Иранским блоком, который первоначально был частью Гондваны, но откололся от нее в позднем палеозое (рис. 13).

Гондванские элементы в геологии Индокитайской провинции. Многие исследователи сообщали о присутствии в Индокитайской тектонической провинции тех или иных элементов (например, тиллитов или соответствующей флоры), типичных для континента Гондваны. Согласно некоторым авторам [40], Тибету свойственна флора катаизиатского типа, тогда как флора из глоссоптерий (*Glossopteris*) и степеновьевел (*Stepenovielia*) ограничена в своем распространении регионом к югу от сутурной зоны Инд-Цангпо. Тот род глоссоптерий, который известен в Тибете, генетически весьма далек от настоящих глоссоптерий Гондваны. Если подтвердиться, что, как полагают некоторые специалисты [13], пермско-карбоновая гондванская флора в Тибете действительно присутствует, то придется датировать отделение Тибета от Гондваны и причисление его к Азиатскому континенту самым началом мезозоя. Позднее Тибет вновь соединился с Гондвойной в результате сближения и столкновения Индийского континента с Евразиатской плитой в альпийское время.

ЮЖНОЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ОГРАНИЧЕНИЕ ГИМАЛАЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Главный пограничный надвиг в качестве южной границы Гималаев. Хотя в современной орографии южное ограничение Гималайских гор совпадает с фронтальным гималайским разломом, настоящей южной границей Гималайской орогенической провинции должен считаться так называемый Главный пограничный надвиг, представляющий собой на самом деле серию из четырех крутых надвигов, резко отсекающих молодую автохтонную зону развития кайнозойских (сиваликских и древнетретичных) осадков от гораздо более древней тектонической субпровинции Низких Гималаев [72]. Будучи на поверхности достаточно крутым (хотя и с варьирующим от места к месту углом наклона), Главный пограничный надвиг на глубине выполняется и имеет крутизну порядка $20-25^\circ$ и даже менее того, что хорошо видно в туннеле, пробитом в долине

Рис. 14. Эволюция Гималаев, по представлению Х. Лайон-Кээн и П. Молнара [41]



надвигание относительно древних комплексов пород на современные или молодые отложения. Весь этот комплекс признаков свидетельствует о неотектонической активности Главного пограничного надвига [72], которая подтверждается также и геодезическими измерениями, выполненными в долинах рек Тонс и Биас.

Сейсмичность Гималайского региона и особенно относительно редко случающиеся сильные землетрясения обычно связываются с движениями по Главному пограничному надвигу. По этой модели [77] Индийская плита поддвигается под кору Гималаев вдоль пологой плоскости с падением на север $15 \pm 5^\circ$, хотя в близповерхностных условиях [14] то же движение происходит вдоль плоскостей, наклоненных к северу на $30-70^\circ$. Решения фокальных механизмов [83] дают для Главного пограничного надвига скорость смещения по сейсмическим данным $0,41$ см/год, тогда как для Главного центрального надвига Гималаев эта величина составляет $0,05$ см/год, а для Главного Северо-Гималайского надвига — всего $0,02$ см/год.

Согласно Х. Лайон-Кээн и П. Молнара [41], Индийская плита проскальзывает под Низкие Гималаи, причем краевая часть продвигающейся плиты находится сейчас приблизительно в $100-150$ км севернее южного фронтального уступа Гималаев. Эта внутриконтинентальная субдукция осуществляется вдоль пологонаклонной к северо-востоку нодальной плоскости скольжения (рис. 14).

Сопряжение с поперечными разломами. Сейсмотектонически активный Главный пограничный надвиг, по-видимому, смыкается или сопрягается с левосторонними поперечными сдвигами, образующими западную границу Индийской плиты, т. е. с зоной Чаманского разлома, переходящей, в свою очередь, при развороте в Оманскую зону субдукции. На востоке Главный пограничный надвиг, возможно, также переходит в зону субдукции, опоясывающую Индо-Бирманский хребет и Андамано-Индонезийскую островную дугу. Однако пока еще не известно, каким образом Пограничный надвиг соединяется на востоке с Шанским пограничным разломом, являющимся крупным пра-восторонним сдвигом. В промежутке между указанными двумя сдвигами Индийская плита движется в северо-восточном направлении, проскальзывая под корой Гималайской провинции. При этом кора разбивается на сегменты и блоки поперечными сдвигами северо-северо-западного и северо-северо-восточного направлений, образующими сопряженные друг с другом пары [70]. Блоки эти дифференциальны смещаются по латера-

р. Тонс. В зоне Главного пограничного надвига слагающая фронтальную часть Низких Гималаев осадочная толща (мощностью 2–7 км) расщеплена пологими сколами и превращена в пакет перекрывающих друг друга чешуй, в пределах которых отмечаются неоднократное повторение разреза и иногда обратная последовательность стратиграфических единиц.

Геодинамическая обстановка. Главный пограничный надвиг является, возможно, наиболее активной в тектоническом и сейсмическом отношении надвиговой структурой Гималаев. По всей его 2500-километровой длине устанавливаются такие явления, как горизонтальное смещение речных русел, отмирание древних русел в связи с активизацией разломов, вертикальное смещение относительно молодых речных террас или русловыхложений, латеральные смещения молодых оползневых и осыпных накоплений и

ли, причем [72] в центральном и северо-западном секторах Гималаев относительное смещение блоков имеет правосторонний, а в восточной части — левосторонний характер. Этот факт подтверждается и построенной на количественной основе картой сейсмичности Гималаев [33].

ЗОНЫ ДРЕВНЕГО ПОДДВИГАНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ГИМАЛАЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Заключенная между сутурой Инд—Цангпо и главным пограничным надвигом Гималайская тектоническая провинция расчленяется внутрикоровыми надвигами на три широтно вытянутые субпровинции — Тетис-Гималаев, Высоких Гималаев и Низких Гималаев [71]. Наиболее важным из этих граничных разломов является Главный центральный надвиг, разделяющий области Высоких и Низких Гималаев. Он падает под углом $30\text{--}45^\circ$ к северу и является тем швом, по которому представленное высокометаморфизованными докембрийскими породами докембрийское основание поднято приблизительно на 20 км к поверхности, где оно слагает величественную горную цепь Высоких Гималаев [72]. В среднем миоцене Центральный надвиг играл роль плоскости поддвигания Индийской плиты (включавшей в то время и платформу Низких Гималаев) под кору Гималайской провинции, о чем, в частности, свидетельствуют существование широкой зоны мионитизации и ката克拉за, развитие чешуйчатых структур и приуроченность ко всей зоне надвига горячих источников. Установливаемая по сейсмическим данным скорость смещения по Главному центральному надвигу [83] приблизительно 0,05 см/год.

По Х. Лайон-Кээн и П. Молнару [41], наклон поверхности M, равняющийся под Низкими Гималаями 3° , увеличивается под Высокими Гималаями до 15° , что объясняется этими авторами уменьшением жесткости (на изгиб) северного края Индийской плиты по мере его разогревания или расчленения. Согласно указанным исследователям, холодный и плотный материал, залегающий под Южным Тибетом, слегка затягивает Индийскую плиту вниз (см. рис. 14), что вызывает на ее краю возникновение крутящего усилия, эквивалентного тому изгибающему моменту, который поддерживает массу Гималайских гор. Некоторые авторы [49, 55], однако, рассматривают Главный центральный надвиг в качестве зоны скальвания, ограничивающей снизу надвинутое высокотемпературное ядро развившегося из антиклинальной складки тектонического покрова.

Какая-то часть пород фундамента (в том числе входящие в его состав порфировидные граниты с абсолютным возрастом 1800 и 550 млн. лет) была выжата и надвинута на десятки километров в южном направлении и перекрыла рифейско-палеозойские платформенные отложения Низких Гималаев в виде картируемых сейчас кристаллических покровов и клипленов (рис. 15). Направленное к югу перемещение кристаллических покровов особенно велико в восточном секторе Гималаев, к востоку от р. Арун. Надвигание метаморфических пород Высоких Гималаев сопровождалось анатексисом, продуктами которого являются среднетретичные гранитные тела этой провинции и Тетис-Гималаев. Тела эти сложены лейкократовыми турмалиновыми гранитами, в основном близкими по составу к адамеллитам и характеризующимися [69] величиной изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равной 0,7478 и подтверждающей тем самым внутрикоровое происхождение этих пород.

Тектоническим является и северный контакт метаморфической толщи Высоких Гималаев, отделяемой от покрывающего ее комплекса разновозрастных (от рифея до венда) осадочных отложений Тетис-Гималаев зоной скальвания. С являемойся частью этой зоны крутопадающим надвигом Малари в Северном Кумаоне [72] связаны расчешуивание самой верхней части метаморфической толщи Высоких Гималаев и существенное утонение и рассланцевание флишевых отложений в основании Тетнического разреза. Таким образом, Высокие Гималаи заключены между Главным мантийным надвигом, с одной стороны, и надвигом Малари и его аналогами в Северо-Восточном Непале (Главный Северо-Гималайский надвиг [13]) и Северном Сиккиме (Трансаксиальный надвиг [61]), с другой стороны, и представляют собой гигантскую тектоническую пластину, еще продолжающую свое отражаемое современным рельефом движение вперед и вверх. Скорость смещения вдоль Главного Северо-Гималайского надвига, по сейсмическим данным, составляет 0,02 см/год. Из сопоставления этой и аналогичных величин очевидно, что скорость улавливаемых сейсмологией движений прогрессивно нарастает по на-

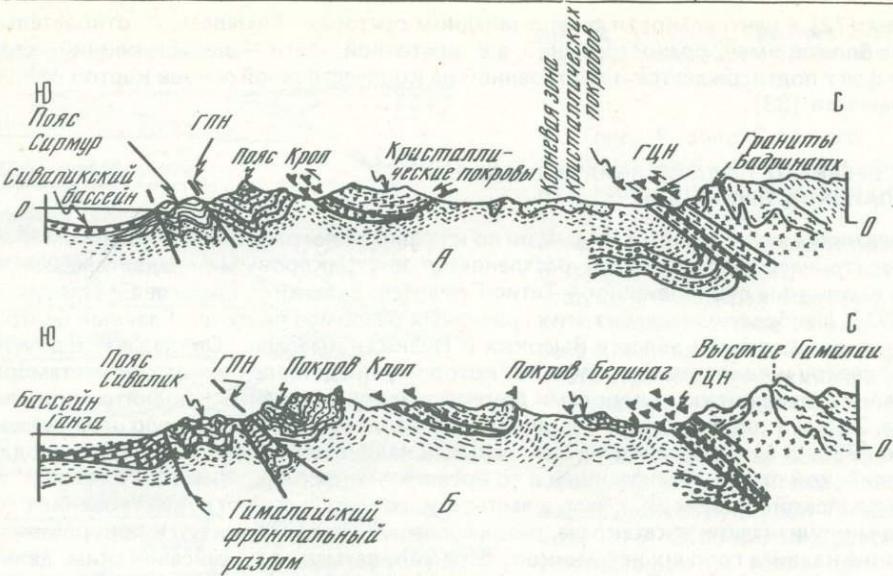


Рис. 15. Эволюция структурного плана Низких Гималаев, по представлениям К. Вальдия [73]

А. В южной части Гималайской провинции в ходе Сирмурской фазы Гималайского орогенеза развитие Главного центрального надвига сопровождалось перемещением покровов, сложенных породами докембрийского кристаллического основания (абсолютный возраст пород около 1800 млн. лет), и формированием Сиваликского передового прогиба.

Б. Для Сиваликской фазы характерны развитие Главного пограничного надвига и формирование еще одного передового прогиба — Гангского бассейна

правлению от сутурной зоны Инд—Цангпо до Главного пограничного надвига. Если эта тенденция будет сохраняться в будущем, то следует предположить, что фронтальный разлом Гималаев, отделяющий в настоящее время Сиваликскую зону предгорий от Гангского бассейна, станет со временем очередной плоскостью интенсивного движения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Agrawal R.K. Structure and tectonics of Indo-gangetic plains. — In: Geophysical case histories. Hyderabad: Assoc. Exp. Geophys., 1977, p. 27—46.
2. Andrieux J., Brunel M. L'évolution des chaînes occidentales du Pakistan. — Mem. Soc. géol. France, 1977, vol. 8, p. 189—207.
3. Arthurton R.S., Alam G.S., Ahmad S.A., Iqbal S. Geological history of the Alamreg-Mashkicah area, Chagai District, Baluchistan. — In: Geohynamics of Pakistan/ Ed. A. Farah, K.A. De Jong. Quetta: Geol. Surv. Pakistan, 1979, p. 325—331.
4. Auden J.B. The geology of the Krol belt. — Rec. Geol. Surv. Ind., 1934, vol. 67, p. 357—454.
5. Arden J.B. Afghanistan-West Pakistan. — In: Mesozoic orogenic belts/ Ed. A.M. Spencer. L.: Geol. Soc., 1974, p. 235—253.
6. Aung Khein et al. A study on the gravity indication of the Shan scarp fault. — Union Burma J. Sci. and Techn., 1970, vol. 3, p. 91—113.
7. Bally A.W., Allen C.R., Geyerm R.B. et al. Notes on the geology of Tibet and adjacent areas: Report of the American Plate-Tectonics Delegation to the Peoples Republic of China. — Va, 1980, N 80—101. (US Geol. Surv. Open File Rep.).
8. Bard J.P., Maluski H., Matts Ph., Proust F. The Kohistan sequence: Crust and mantle of an obducted island arc. — In: Proc. Intern. Commit. Geodynamics Seminar, 1980, p. 87—94.
9. Berthelsen A. On the geology of the Rupshu District, N.W. Himalaya. — Medd. Dan. geol. foren., 1953, Bd. 12, s. 350—414.
10. Berthelsen A. A discussion of the structure and stratigraphy of the Lower and High Himalayas of the Simla-Sutlej section. — Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol., 1968, vol. 3, p. 33—42. (In Russ.).
11. Brookfield M.E., Reynolds P.H. Late Cretaceous emplacement of the Indus Suture Zone ophiolitic melanges, and an Eocene-Oligocene magmatic arc on the northern edge of the Indian plate. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1981, vol. 55, p. 157—162.
12. Brunnenschweiller R.C. On the geology of the Indo-Burman Ranges. — Geol. Soc. Austral. J., 1966, vol. 13, p. 127—194.
13. Chang Chen-fa, Pal Yu-shen. A brief discussion on the tectonic evolution of Qinghai-Xizang Plateau. — In: Geological and ecological structures of the Qinghai-Xizang Plateau. Beijing: Acad. Sinica, 1981, vol. 1, p. 1—18.
14. Chaudhury H.M., Srivastava H.N., Subba Rao J.V. Seismotectonic investigation of the Himalaya. — Himalayan Geol., 1974, vol. 4, p. 481—491.

15. Chaudhury H.M., Srivastava H.N. Seismicity and focal mechanism of some recent earthquakes in northeast India. — Ann. geofis., 1976, vol. 29, p. 41–51.
16. Chibber H.L. Geology of Burma. L.: MacMillan, 1934. 538 p.
17. Curay J.R., Moore D.G. Growth of the Bengal deep sea fan and denudation in the Himalaya. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, vol. 82, p. 563–572.
18. Curay J.R., Moore D.G., Lawver L.A. et al. Tectonics of the Andaman Sea and Burma. — In: Geological and geophysical investigations of continental margins. Tulsa, 1980, p. 189–198. (Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol.; N 29).
19. Dhondial D.P., Santra D.K., Dange M.N. A new look at the stratigraphic and tectonic importance of Tidding Limestone and serpentinite in Lohit District. — Calcutta: Geol. Surv. Ind., 1976, p. 368–378. (Misc. Publ.; N 24/11).
20. Dutta T.K., Saikia M.M. The eastern limit of the Himalayan orogenic belt — the Indo-Burman orogen and its geodynamic development. — Himalayan Geol., 1975, vol. 5, p. 303–313.
21. Evans P. The tectonic framework of Assam. — J. Geol. Soc. Ind., 1964, vol. 5, p. 80–96.
22. Frank W., Gansser A., Trommsdorff V. Geological observations in the Ladakh area, Northwest Himalayas. — Schweiz. miner. und petrogr. Mitt., 1977, Bd. 57, S. 89–113.
23. Fuchs G. Traverses in Zanskar from the Indus to the valley of Kashmir: A preliminary note. — Jb. Geol. Bundesanst., 1977, Bd. 120, S. 219–229.
24. Fusser A. Geology of the Himalayas. L.: Intersci., 1964. 248 p.
25. Gansser A. The Indian Ocean and the Himalaya, a geological interpretation. — Eclog. geol. helv., 1966, vol. 59, p. 831–848.
26. Gansser A. The ophiolitic melange, a worldwide problem on Tethyan examples. — Eclog. geol. helv., 1974, vol. 67, p. 479–507.
27. Gansser A. The great suture zone between Himalaya and Tibet: A preliminary note. — In: Himalaya: Sciences de la Terre. P.: CNRS, 1977, vol. 268, p. 181–192.
28. Heim A., Gansser A. Central Himalaya: geological observation of the Swiss Expedition in 1936. — Mem. Soc. Helv. Sci. Natur., 1939, vol. 73, p. 1–245.
29. Honegger K., Dietrich V., Frank W. et al. Magmatism and metamorphism in the Ladakh Himalayas (The Indus-Tsangpo Suture Zone). — Earth and Planet. Sci. Lett., 1982, vol. 60, p. 253–292.
30. Jacob K.H., Quittmeyer R.C. The Makran region of Pakistan and Iran: Trench-arc system with active plate subduction. — In: Geodynamics of Pakistan/ Ed. A. Farah, K.A. DeJong. Quetta: Geol. Surv. Pakistan, 1979, p. 305–318.
31. Jan M.Q., Asif M. Geochemistry of tonalites and (quartz) diorites of the Kohistan-Ladakh (Trans-Himalayan) granitic belt in Swat, NW Pakistan. — In: Granites of Himalaya, Karakoram and Hindukush. Lahore: Univ. Punjab (in press).
32. Jaros J., Kalvoda J. Geological structure of the Himalayas: Mt. Everest—Makalu Section. Pr. Nak. Cesk. Akad., 1978. 69 p.
33. Kaila K.L., Narain H. Evolution of Himalaya based on seismotectonics and deep seismic soundings. Hyderabad, 1976. 30 p. (Spec. Publ. Intern. Him. Geol. Seminar).
34. Kaila K.L., Krishna V.G., Roy-Chowdhury K., Narain H. Structure of the Kashmir Himalaya from deep seismic sounding. — J. Geol. Soc. Ind., 1978, vol. 19, p. 1–20.
35. Karunakaran D., Ray K.K., Saha S.S. Tertiary sedimentation in the Andaman-Nicobar Geosyncline. — J. Geol. Soc. Ind., 1968, vol. 9, p. 32–39.
36. Kravchenko K.N. Tectonic evolution of the Tien-Shan, Pamir and Karakoram. — In: Geodynamics of Pakistan / Ed. A. Farah, K.A. DeJong. Quetta: Geol. Surv. Pakistan, 1979, p. 25–40.
37. Lawrence R.D., Yeats R.S. Geological reconnaissance of the Chaman Fault in Pakistan. — In: Geodynamics of Pakistan/ Ed. A. Farah, K.A. DeJong. Quetta: Geol. Surv. Pakistan, 1979, p. 353–361.
38. Lawrence R.D., Khan S.H., De Jong K.A. et al. Thrust and strike-slip fault interaction along the Chaman transform zone, Pakistan. — In: Thrust and nappe Tectonics. L.: Geol. Soc., 1981, p. 363–368.
39. Lawrence R.D., Yeats R.S., Khan S.H. et al. Crystalline rocks of the Spinatizha area, Pakistan. — J. Struct. Geol., 1981, vol. 3, p. 449–457.
40. Li Xing-xue, Yao Zhao-qi. Discovery of the Cathaysia flora in the Qinghai-Xizang plateau with special reference to its Permian phytogeographical province. — In: Geological and ecological studies of the Qinghai-Xizang Plateau. Beijing: Acad. Sinica, 1981, vol. 1, p. 145–148.
41. Lyon-Caen H., Molnar P. Constraints on the structure of Himalaya from the analysis of gravity anomalies and flexural model of the lithosphere. — J. Geophys. Res. (in press).
42. Maung Thein. A preliminary synthesis of the geological evolution of Burma with reference to the tectonic development of southeast Asia. — Bull. Geol. Soc. Malaysia, 1973, vol. 6, p. 87–116.
43. Mitchell A.H.G., McKerrow W.S. Analogous evolution of Burma and Scottish Caledonides. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 86, p. 305–315.
44. Molnar P. Evidence of large Cainozoic crustal shortening of Asia. — Nature, 1978, vol. 273, N 5659, p. 218–220.
45. Molnar P., Tapponier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of continental collision. — Science, 1945, vol. 189, p. 419–426.
46. Molnar P., Chen W.P., Fitch T.J. et al. Structure and tectonics of the Himalaya: A brief summary of relevant geophysical observations. — In: Himalaya: Sciences de la Terre. P.: CNRS, 1977, vol. 268, p. 269–294.
47. Molnar P., Tapponier P., Chen W.P. Extension tectonics in central and eastern Asia: A brief summary. — Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1981, vol. 300, p. 403–406.
48. Nandy D.R. Tectonic pattern in northeastern India. — Ind. J. Earth Sci., 1980, vol. 7, p. 103–107.
49. Pecher A. Geology of the Nepal Himalaya: Deformation and petrography of the MCT zone. — In: Himalaya: Science de la Terre. P.: CNRS, 1977, vol. 268, p. 301–218.
50. Powell C.M.A., Conaghan P.J. Plate tectonics and Himalaya. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, vol. 20, p. 1–12.
51. Rai Hakim. Geological evidence against the Shyok Paleosuture, Ladakh Himalaya. — Nature, 1982, vol. 297, N 5862, p. 142–144.

52. *Rudolf K.S.* Sediments of the Andaman Basin, northeastern Indian Ocean. — Mar. Geol., 1969, vol. 7, p. 371–402.
53. *Sahni A.* The timing of fragmentation and collision of Indian plate: Its bearing on Himalayan geology (Abstr.). — In: Intern. Him. Geol. Seminar. New Delhi, 1976, p. 119.
54. *Searle D.L., Haq B.T.* The Mogok Belt of Burma and its relationship to the Himalayan orogeny. — In: Rep. 22nd Intern. Geol. Congr. New Delhi, 1964, pt 11, p. 132–161.
55. *Shackleton R.M.* Structure of southern Tibet: Report on traverse from Lhasa to Kathmandu organised by Academia Sinica. — J. Struct. Geol., 1981, vol. 3, p. 97–105.
56. *Shah S.K., Sharma M.L., Gergen J.T., Tara C.S.* Stratigraphy and structure of the western part of the Indus Suture Belt, Ladakh. — Himalayan Geol., 1976, vol. 6, p. 534–556.
57. *Shah S.K.* Indus ophiolite belt and the tectonic setting of the Malla Johar–Kiogad exotics in Himalaya. — In: Himalaya: Sciences de la Terre. P.: CNRS, 1977, vol. 268, p. 361–368.
58. *Shanker R., Padhi R.N., Prakash G.* et al. Recent geological studies in Upper Indus valley and the plate tectonics. — Calcutta: Geol. Surv. India, 1976, p. 41–56. (Misc. Publ.; N 34).
59. *Sharma K.K., Gupta K.R.* Some observations on the geology of the Indus and Shyok valleys, Ladakh. — In: Recent research in geology. Delhi: Hindustan Publ. Corp., 1978, vol. 7, p. 133–144.
60. *Sinha-Roy S.* Tectonic elements in the eastern Himalaya and geodynamic model of evolution of the Himalaya. — Calcutta: Geol. Surv. Ind., 1976, p. 57–74. (Misc. Publ.; N 34).
61. *Sinha-Roy S.* Reactivated Tibetan block in a Tethyan context. — J. Struct. Geol., 1981, vol. 3, p. 459–465.
62. *Stöcklin J.* Structural history and tectonics of Iran: a review. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1968, vol. 52, p. 1229–1258.
63. *Stöcklin J.* Geology of Nepal and its regional frame. — J. Geol. Soc. London, 1980, vol. 137, p. 1–34.
64. *Tahirkheli R.A.K., Mattauer M., Proust F., Taponnier P.* The India-Eurasia suture zone in northern Pakistan: Synthesis and interpretation of recent data at plate scale. — In: Geodynamics of Pakistan/ Ed. A. Farah, K.A. DeJong. Quetta: Geol. Surv. Pakistan, 1979, p. 125–130.
65. *Tapponnier P., Mattauer P.M., Proust F., Cassaigneau C.* Mesozoic ophiolites sutures and large-scale tectonic movement in Afghanistan. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1981, vol. 52, p. 352–371.
66. *Teng Ji-wen.* Characteristics of geophysical fields and plate tectonics of the Qinghai-Xizang plateau and its neighbouring regions. — In: Geological and ecological studies of the Qinghai-Xizang plateau. Beijing: Acad. Sinica, 1981, vol. 1, p. 663–649.
67. *Thakur V.C., Jain A.K.* Tectonics of the region of Eastern Himalaya syntaxis. — Curr. Sci., 1974, vol. 43, p. 783–786.
68. *Thakur V.C.* Regional framework and geodynamic evolution of the Indus-Tsangpo suture zone in Ladakh Himalaya. — Trans. Roy. Soc. Edinburgh Earth Science, 1981, vol. 72, p. 89–97.
69. *Tu Guang-chi, Zhang Yu-quan, Zhao Zhen-hua, Wang Zhong-gang.* Characteristics and evolution of granitoids of southern Xizang. — In: Geological and ecological studies of the Qinghai-Xizang plateau. Beijing: Acad. Sinica, 1981, vol. 1, p. 353–361.
70. *Valdiya K.S.* Himalayan transverse faults and folds and their parallelism with subsurface structures of north Indian plains. — Tectonophysics, 1976, vol. 32, p. 353–386.
71. *Valdiya K.S.* An outline of the structural set-up of Kumaun Himalaya. — J. Geol. Soc. Ind., 1979, vol. 20, p. 145–157.
72. *Valdiya K.S.* The tectonics of the central sector of the Himalaya. — In: Zagros–Hindukush–Himalaya: Geodynamic evolution/ Ed. H.K. Gupta, F.M. Delony. Wash.: Amer. Geophys. Union, 1981, p. 87–110.
73. *Valdiya K.S.* Tectonic setting of Himalayan granites. — In: Granites of Himalaya, Karakoram and Hindukush: Lahore: Panjam Univ. (in press).
74. *Verma R.K., Mukhopadhyaya M., Ahluwalia M.S.* Earthquake mechanisms and tectonic features of northern Burma. — Tectonophysics, 1976, vol. 32, p. 387–399.
75. *Virdi N.S.* Geotectonic evolution of the Indus Suture Zone. — In: Contemporary geoscientific research in himalaya, Bishan Singh Mahendra Pal Singh. Dehradun, 1981, p. 131–136.
76. *Virdi N.S.* Occurrence of Paired metamorphic belts in the Himalaya. — J. Geol. Soc. Ind., 1981, vol. 22, p. 547–554.
77. *Warsi W.E.K., Molnar P.* Gravity anomalies and plate tectonics. — In: Himalaya: Sciences de la Terre, P.: CNRS, 1977, vol. 268; p. 463–478.
78. *Wei Tong, Zhang Ming-tab.* Characteristics of geothermal activities in Xizang plateau and their controlling influence on tectonic model. — In: Geological and ecological studies of the Qinghai-Xizang plateau. Beijing: Acad. Sinica, 1981, vol. 1, p. 841–846.
79. *White R.* Deformation of Makran continental margin. — In: Geodynamics of Pakistan/ Ed. A. Farah, K.A. DeJong. Quetta: Geol. Surv. Pakistan, 1979, p. 295–304.
80. *Wilson J.T.* A new class in faults and their bearing on continental drift. — Nature, 1965, vol. 267, p. 343–347.
81. *Win Swe.* Strike-slip faulting in central belt of Burma. — In: Regional conference on the Geology of Southeast Asia. Kaulalumpur, 1972. 59 p. (Geol. Soc. Malaysia Ann. N. Lett.; N 34).
82. *Yan Jia-quan, Shizhan-liang, Wang Su-yun, Huan Wen-lin.* Recent tectonics on the Qinghai-Xizang plateau. — In: Geological and ecological studies of the Qinghai-Xizang plateau. Beijing: Acad. Sinica, 1981, vol. 1, p. 789–795.
83. *Ye Hong, Zang Wen-yu, Yu zhi-shui, Xia Qin.* The seismicity and recent crustal movement in the Himalayan region. — In: Geological and ecological studies of the Qinghai-Xizang plateau. Beijing: Acad. Sinica, 1981, vol. 1, p. 65–80.
84. *Zhou Yun-sheng, Zhang Qi, Jin Cheng-wei, Den Wan-ming.* The migration and evolution of magmatism and metamorphism in Xizang since Cretaceous and their relation to the Indian plate motion: A possible model for the uplift of Qinghai-Xizang plateau. — In: Geological and ecological studies of the Qinghai-Xizang plateau. Beijing: Acad. Sinica, 1981, vol. 1, p. 363–378.

ТЕКТОНИКА ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ГИМАЛАЕВ И КАРАКОРУМА (СУТУРНОЙ ЗОНЫ ИНД – ЦАНГПО)

В.С. ТАКУР

Институт геологии Гималаев, Дехрадун, Индия

Между горной цепью Каракорума и Гималаями расположены долина Инда, Ладакхский хребет, долина р. Шайок и Кохистанский участок Трансгималаев. Вся эта часть Трансгималаев описывается в данной работе как область сочленения Каракорума и Гималаев. Сочленение указанных тектонических провинций проходит по Цангпо-Индской сутурной зоне, которую большинство исследователей рассматривают в качестве "следа" более древней зоны столкновения между Индийской и Евразиатской плитами. При этом Кохистанский комплекс пород в Пакистане слагает западную, а Ладакхский комплекс в Индии – восточную часть этой сутурной зоны в пределах указанной области сочленения (рис. 1). Между этими двумя сегментами сутурной зоны ширина ее резко уменьшена, и сама зона испытывает здесь синтаксиальный пережим, ядро которого слагается приналежащими к Гималайской тектонической провинции породами массива Нангапарбат.

За последнее время было опубликовано несколько работ по региональной геологии индийского Ладакха [10, 11, 22, 20] и пакистанского Кохистана [5, 34]. Кохистанский комплекс пород Пакистана был проинтерпретирован как разрез коры островной дуги [25], тогда как в пределах Ладакхского сегмента были выделены комплексы древней зоны субдукции и магматической дуги [26].

Для изучения тектоно-стратиграфических взаимоотношений различных формаций в Ладакхе, Кохистане и Каракоруме автором были составлены карта тектонической зональности (рис. 2) и региональная геологическая карта (рис. 3, см. вкл.), охватывающие как Кохистан, так и Ладакх. На основе известных принципов распознавания петротектонических ассоциаций, характерных для различных палеотектонических обстановок [8, 9, 16], автор попытался дать интерпретацию тектонических режимов территории Ладакха, Кохистана и Каракорума, выраженную в понятиях тектоники плит.

Южной границей сутурной зоны Инд–Цангпо является Главный мантийный надвиг (или эквивалентный ему Занскарский надвиг), отделяющий ее от Гималайской тектонической провинции, северной границей – Каракорумский надвиг, по которому сутурная зона соприкасается с Каракорумской тектонической провинцией.

ГИМАЛАЙСКАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

В пределах Занскара, Спити и Кашмира зоны Гималайского Тетиса образованы фанерозойскими (от верхнего докембра до нижнего эоценена) отложениями суммарной мощностью свыше 10 км, включающими в себя палеозойские аргиллиты и арениты, верхнепалеозойские вулканиты и мезозойские – нижнезоценовые карбонатные породы и аргиллиты. Весь этот разрез тектонически перекрывается комплексом пород Центральной кристаллической полосы, являющимся частью зоны Высоких Гималаев и представляющим собой [26] повторно активизированное докембрийское основание, претерпевшее неогеновый региональный метаморфизм (см. рис. 2).

В Кашмире и Занскаре вулканиты панджальских "траппов" и формации Ралакунг имеют пермский–нижнетриасовый возраст и принадлежат к щелочной и толеитовой сериям [13, 21], что указывает на рифтовые условия вулканизма [3]. Для триасового и юрского времени характерна мелководная морская седиментация в условиях шельфовой континентальной окраины, а внезапное углубление бассейна датируется кампанием. Условия мелкого моря снова стали господствовать в раннем эоцене, маркируя собой финальный эпизод морского осадконакопления в Занскарской зоне Тетис-Гималаев.

Триасово-юрская флишевая толща так называемой формации Ламаюри выходит на поверхность в виде надвиговой пластины мощностью 1000–1500 м, залегающей

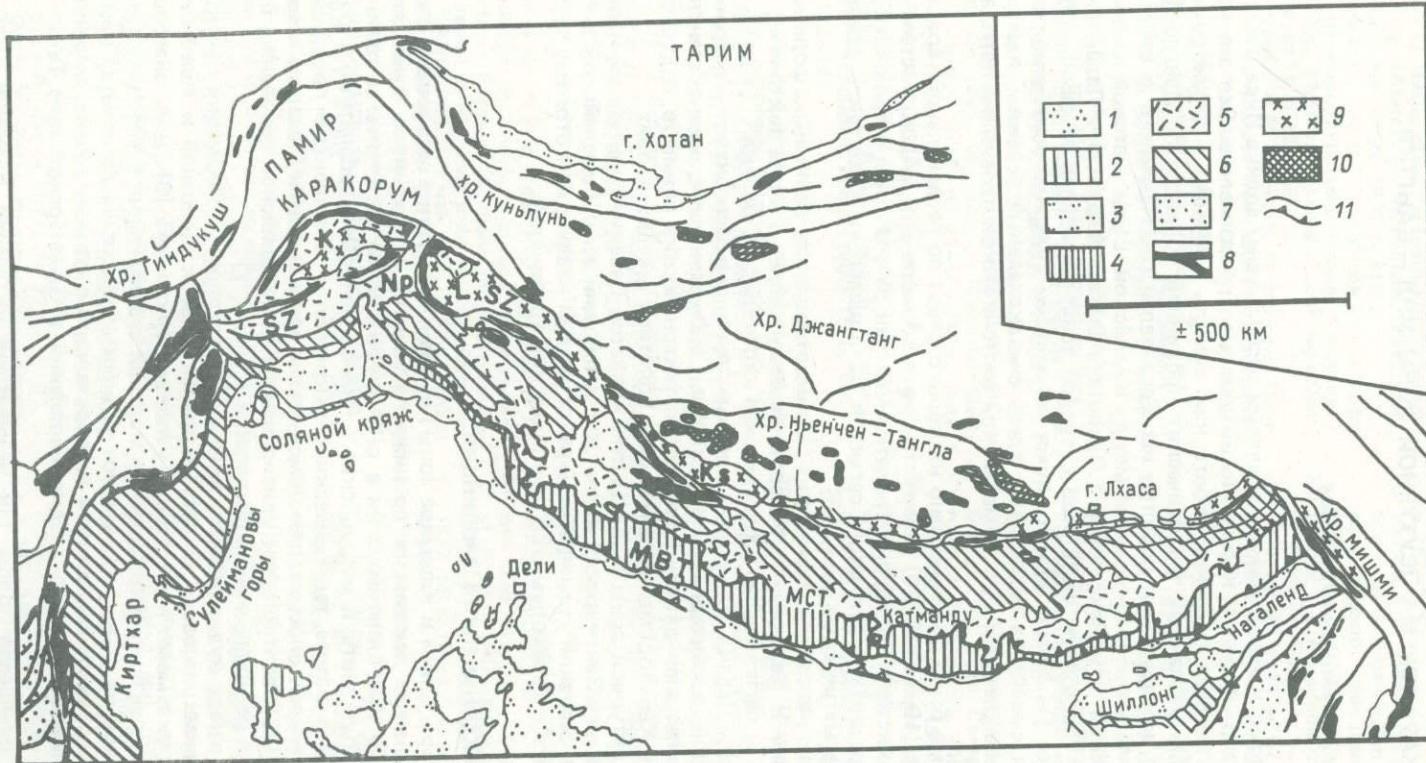


Рис. 1. Геотектоническая схема Гималаев и прилегающих территорий, по А. Гансеру, 1980 г., с изменениями
 1 – догондванский фундамент Индийского щита; 2 – мезозойские платформенные отложения на Индийском щите; 3 – неогеновая моласса (Сиваликская формация Субгималаев); 4 – Низкие Гималаи; 5 – Центральная кристаллическая полоса Высоких Гималаев; 6 – зона Гималайского Тетиса; 7 – флишевые фации; 8 – оphiолиты и ассоциирующие с ними породы; 9 – plutоны Трансгималаев; 10 – третичные и четвертичные вулканиты; 11 – главные надвиги и разломные зоны. SZ – сутурная зона; К – Кохистан; NP – Нангапарбат; L – Ладакх; MBT – Главный надвиг; MFT – Главный пограничный надвиг; MCT – Главный центральный надвиг

между мезозойским разрезом Занскарских Гималаев и офиолитовым меланжем Индской сутурной зоны. Флишевый разрез включает в себя олистостромовые блоки пермских пород и является результатом осадконакопления на континентальном склоне, разделявшем шельф Занскара и океанический бассейн зоны Инд–Цангпо.

В восточном Ладакхе между осадочными комплексами Тетис-Гималаев Занскара и Спити и Индской сутурной зоны локализуется кристаллический комплекс Цзо-Морари (см. рис. 2, 3). Он сложен регионально метаморфизованными осадками и гранитами, сходными по своему виду с аналогичными породами Центральной кристаллической полосы. Это сходство заставляло ранних исследователей региона коррелировать кристаллический комплекс Цзо-Морари с Центральной полосой Высоких Гималаев. Впоследствии, однако, на основе находок фауны и геологического картирования этого региона В. Такур и Н. Нирди [28] установили средне-верхнепалеозойский возраст [28] верхней части метаморфического разреза. Согласно этим авторам, метаморфиты Цзо-Морари представляют собой метаморфизованные осадочные породы зоны Тетис-Гималаев.

В Пакистане Гималайская тектоническая провинция отделяется Главным мантийным надвигом от развитого к северу от нее разреза Кохистанской островной дуги. Провинция слагается докембрийской кристаллической толщей массива Нангапарбат, комплексом относительно слабо метаморфизованных пород с прорывающими их гранитоидными телами, палеозойско-мезозойской толщей и третичными осадками. Докембрийский кристаллический массив Нангапарбат сложен метаморфической толщей с признаками прогрессивного регионального метаморфизма, включающей тела неогеновых гранитов [31]. Этот массив может быть скоррелирован с расположенной на его юго-восточном продолжении Центральной кристаллической полосой Занскарского хребта. Слабометаморфизованная толща, включающая прорывающие ее граниты с абсолютным возрастом 500 млн. лет (например, гранит Мансехра [15]), является северо-западным продолжением внешней кристаллической зоны (так называемого покрова Чейл) Кашмира [26], а палеозойско-мезозойская толща сопоставляется с осадочными комплексами, слагающими в Кашмире южный пояс зоны Тетис-Гималаев.

Сутурная зона Инд–Цангпо в Ладакхе. Тектонико-стратиграфические особенности сутурной зоны Инд–Цангпо в Ладакхе описаны в ряде работ [19, 26, 27]. Анализ петротектонических ассоциаций слагающих сутурную зону пород позволяет распознавать здесь комплекс древней зоны субдукции, магматическую дугу и осадочные отложения преддугового (между дугой и желобом) и тылового по отношению к дуге бассейнов.

В качестве комплекса древней зоны субдукции рассматриваются две основные (и еще третья, меньшая по размерам) полосы офиолитового меланжа Шергол, меловая флишевая толща (флиш Ниндам) и, наконец, офиолиты Нидар с меланжем Зилдат в их основании. Все эти группы пород слагают в настоящее время самостоятельные, ограниченные надвигами пластины, залегающие в промежутке между Индской формацией к северу и формацией Ламаюри вместе с кристаллическим комплексом Морари – к югу от них (см. рис. 3, 4).

Каждая полоса меланжа сложена телами серпентинитов, перидотитов и дунитов среди кремнистых сланцев, яшмоидов, пиллоу-лав и основных изверженных пород, а также линз слюдистых сланцев и известняков и прослоев конгломератов и песчаников. Кремни и яшмоиды меланжевой зоны содержат микрофауну среднего–верхнего мела. Геохимическое изучение базальтоидных пород меланжевой зоны указывает на их сходство с пиллоу-базальтами срединно-океанических хребтов [13]. Так называемый флиш Ниндам, флишоидная осадочная толща, залегающая между двумя главными полосами офиолитового меланжа Шергол, иногда рассматривается [10] в качестве латерального фациального аналога вулканогенной формации Драс. Однако проведенное автором картирование показывает, что флишевая толща представляет собой самостоятельный комплекс пород, что согласуется с данными тех исследователей [2], которые выделяют эту толщу в качестве формации Ниндам.

Офиолитовый комплекс Нидар образован тремя картируемыми в поле группами пород (гипербазитами, габбро и пиллоу-лавами) и распространен в районе между Нидар и Кюнцзо в восточном Ладакхе [28]. Гипербазиты представлены главным образом пироксенитами, а также перидотитами и дунитами, габбро массивны или полосчаты и обнаруживают с гипербазитами интрузивные соотношения, а пиллоу-лавы слагают прикровельную часть офиолитового разреза. Еще выше по разрезу основные вулкани-

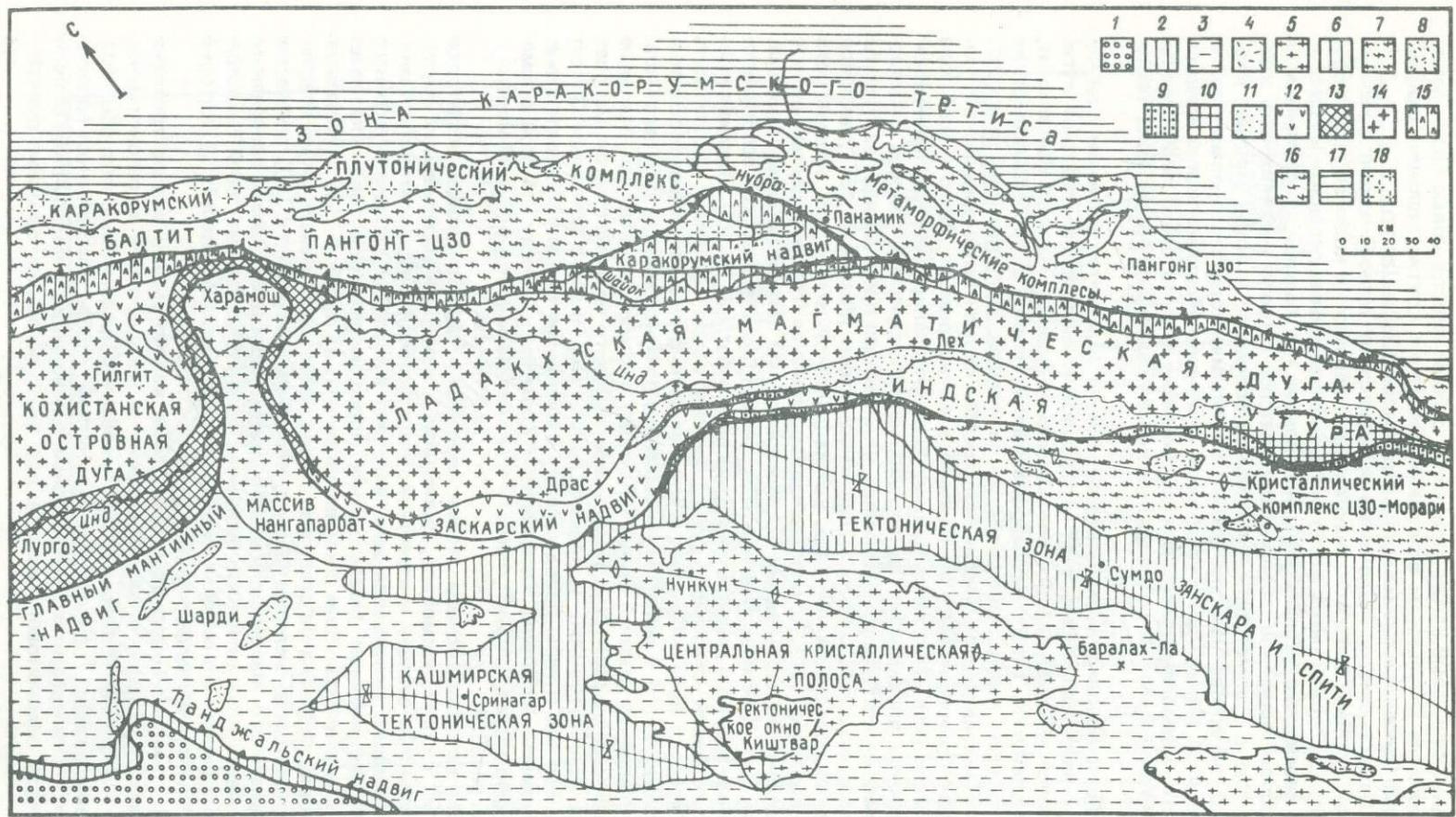


Рис. 2. Карта тектонической зональности Ладакха и прилегающих районов

1–8 – Гималайская тектоническая провинция: 1 – третичные отложения, 2 – структурный пояс Шали, 3 – Чейл, Танавал, Хаиманта, 4 – граниты верхнего кембрия, 5 – Центральная кристаллическая полоса Высоких Гималаев, 6 – зона Гималайского Тетиса, 7 – метаосадочные отложения кристаллического комплекса Цзо-Морари (Формация Тагланг), 8 – граниты Рупшу и Плоконг в кристаллическом комплексе Цзо-Морари; 9–15 – сутурная зона Инд–Цангпо: 9 – офиолитовый меланж (Шергол, Злидат), 10 – офиолиты Нидар, 11 – Индская формация и формация Каргил, 12 – формация Драс и Ниндам, 13 – пироксеновые гранулиты Челас и ассоциирующие с ними гипербазиты и амфиболиты, 14 – Ладакхский плутонический комплекс, диориты Деосай и Ладакхские интрузивы, 15 – группы Шайок и Нубра в Шайокской сутурной зоне; 16–18 – Каракорумская тектоническая провинция: 16 – метаморфические породы групп Пангонг-Цзо и Балтит, 17 – зона Каракорумского Тетиса, 18 – Каракорумский плутонический комплекс

ты горизонта пиллоу-лав постепенно переходят в грубое переслаивание лав, кремнистых сланцев, яшмоидов, грубозернистых песчаников и конгломератов. В структурном отношении офиолиты Нидар представляют собой ограниченную надвигами пластину до 8 км мощностью, тектонически надвинутую в южном направлении на меланж Зилдат и кристаллический комплекс Цзо-Морари, а в северном направлении – на Индскую формацию, так что северное и южное ограничения офиолитовой пластины с глубиной сближаются (см. рис. 4, A–B).

Меланж Зилдат представляет собой пластину мощностью около 2500 м зеленых сланцев (рассланцованные основные вулканиты), гранатодержащих кристаллических сланцев, рассланцовых конгломератов и агломератов с линзами известняков, серпентинитов и глаукофановых сланцев. Гальки конгломератов и миндалины вулканитов сильно деформированы и в своем современном виде определяют линейность толщи.

Ладакхская магматическая дуга. В пределах Ладакха распознается вулкано-плутоническая дуга, обычно называемая Ладакхской магматической дугой. Три главные фазы магматической активности, связанные с эволюцией магматической дуги, представлены здесь формацией Драс, Ладакхским плутоническим комплексом (Ладакхскими интрузивами) и формацией Кхардунг.

Формация Драс представляет собой 10-километровую толщу вулканических пород, главным образом дацитовых и базальтовых лав, переслаивающихся с кремнистыми сланцами и известняками. Местами в составе формации отмечаются пиллоу-лавы, риолиты, агломераты и другие вулканокластические породы, а также радиоляритовые кремни. Время формирования формации Драс охватывает промежуток от раннего до позднего мела. Геохимическое изучение пород показывает, что входящие в состав формации вулканиты являются островодужными толеитовыми и известково-щелочными лавами [12]. Они отличны от типичных базальтов срединно-океанических хребтов и скорее свидетельствуют об обстановке островной дуги [13].

Ладакхский плутонический комплекс описывается также в качестве Ладакхского интрузива или Трансгималайского plutона и образует протяженный пояс, вытянутый в северо-западном направлении. Этот комплекс сложен в основном интрузивными тоналитами, гранодиоритами и гранитами, среди которых выделяются мусковитовые, биотитовые и роговообманковые разности. В состав комплекса входят также тела основных пород, варьирующих по составу от габбро, габбро-норитов и габбро-анортитов до диоритов, описанных, например, в Каргиле [18]. Ладакхский плутонический комплекс представляет собой сложный батолит с многофазной историей становления. Петрохимия комплекса указывает на его принадлежность к известково-щелочной серии и сопоставимость со многими батолитами Кордильер и позволяет связывать происхождение комплексов с дегидратацией или частичным плавлением субдуцированной в мантию океанической коры. Геохронологическое датирование указывает на существование в пределах комплекса интрузивных фаз с возрастом 103 ± 3 и 60 ± 10 млн. лет [13], а также 42 и 30 млн. лет [4]. Верхний возрастной предел становления комплекса определяется миоценовым возрастом формации Каргил, которая несогласно перекрывает Ладакхский интрузив.

Сложенная преимущественно кислыми вулканитами формация Кхардунг выходит в виде прерывистого линейного пояса и в долине р. Шайок перекрывает с севера гранитоиды Ладакхского плутонического комплекса. В районе Лома-Хэнли (восточный Ладакх) дайки и крупные поля кислых вулканитов и порфировых пород производят впечатление поздней интрузивной фазы, прорывающей граниты Ладакхского комплекса. Формация Кхардунг сложена главным образом риолитами, риодакитами, дацитами, игнимбритами и вулканогенно-осадочными породами, в меньших количествах присутствуют андезиты и базальты. В верхней части разреза вулканогенно-осадочные отложения включают в себя песчаники, конгломераты и лапиллиевые туфы, свидетельствующие об эксплозивном и субаэральном характере вулканической деятельности. Кислые вулканиты, так же как и гранитоиды района Кайлес, имеют абсолютный возраст $38,8 \pm 1,3$ млн. лет [13].

Осадконакопление в террасовом бассейне между дугой и желобом. Индская формация выходит в виде непрерывного пояса длиной свыше 500 км, имеет мощность порядка 4000 м и залегает между Ладакхским плутоническим поясом и формацией Каргил на севере и офиолитовым меланжем Шергол, офиолитами Нидар и кристаллическим комплексом Цзо-Морари – на юге. В основании формации находятся известковистые

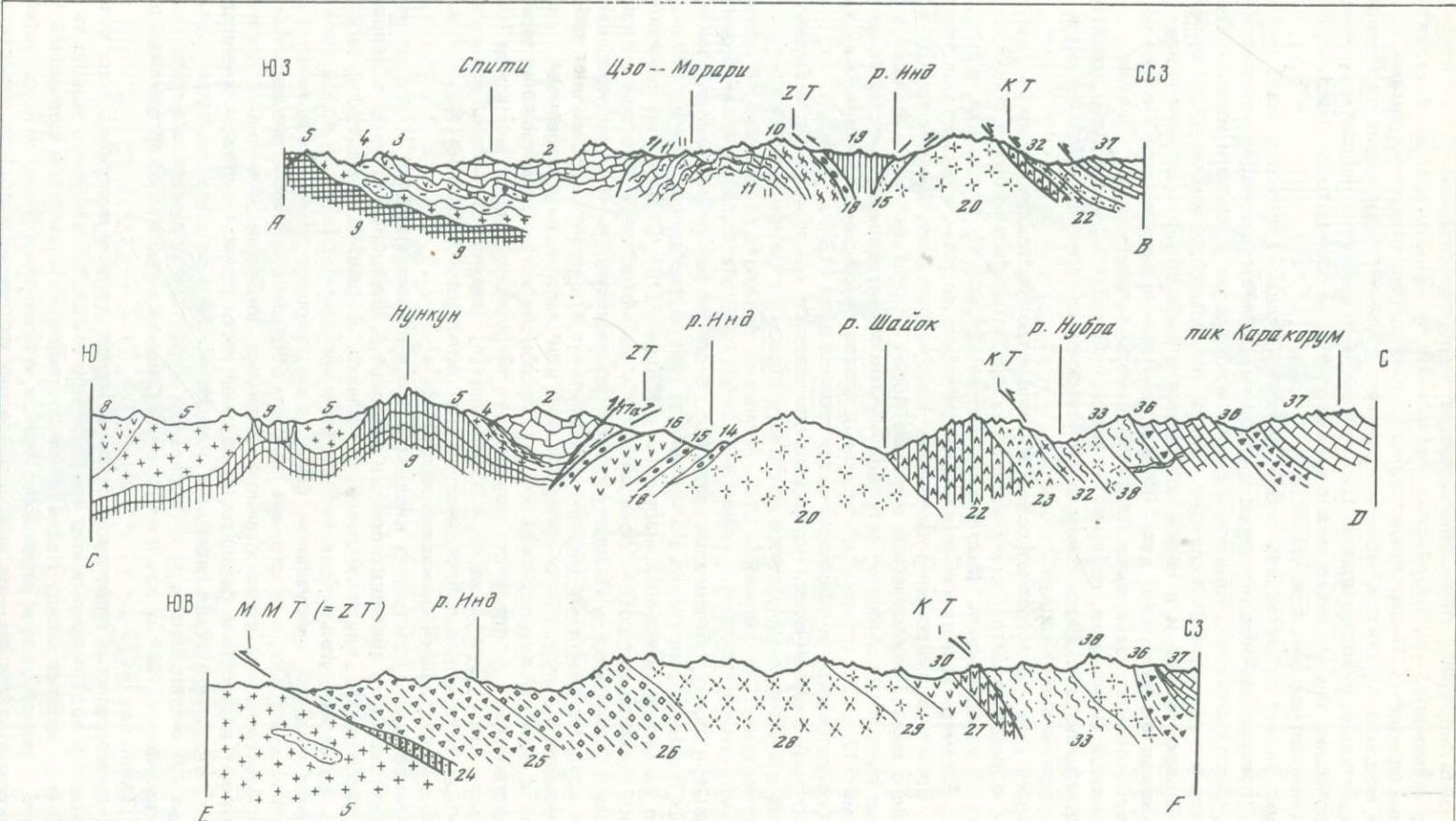


Рис. 4. Геологические разрезы А–В, С–Д, Е–Ф
Условные обозначения см. на рис. 3

сланцы и известняки, сменяемые вверх по разрезу чередованием толстослоистых конгломератов, песчаников, алевролитов и сланцев. Обломочные разности содержат обломки преимущественно вулканитов, кремнистых сланцев, яшмоидов, гранитов и (в меньшем количестве) метаморфических пород, сцементированных мелкозернистой основной массой вулканического происхождения. Вверх по разрезу формации отложившиеся в условиях мелкого моря известковистые сланцы и известняки нижнего зоена постепенно сменяются содержащими растительные остатки песчаниками и конгломератами, имеющими, скорее всего, олигоценовый–нижнемиоценовый возраст и флювиальный генезис. Тектоно-стратиграфическая обстановка отложения Индской формации соответствует бассейну, существовавшему перед фронтом поднимающейся магматической дуги, иными словами – тектонической обстановке осадочного бассейна, приуроченного к интервалу между дугой и желобом.

Постколлизионное молассовое осадконакопление. Останцы осадочной молассы, подобной формации Каргил, трансгрессивно перекрывают Ладакхский плутонический комплекс и комплексы пород как Индской, так и Шайокской сутурных зон. Молассовый комплекс достигает максимальной мощности 2500 м, образован конгломератами и песчаниками и содержит остатки пресноводных моллюсков, бивалльий, пальмовых листьев, а также углистые прослои, что свидетельствует о флювиальном происхождении толщи. Возраст молассовых осадков может колебаться от миоцена до нижнего плиоцена. Эти отложения накапливались в изолированных бассейнах, возникших в результате поднятия, вызванного столкновением плит.

Шайокская тыловая дуга. Породы, перекрывающие формацию Кхардунг и Ладакхский плутонический комплекс по северной окраине батолита и обнаженные в виде протяженного пояса северо-западного направления, были включены в состав Шайокской сутурной зоны (см. рис. 2, 4). При этом отдельные комплексы пород не образуют здесь последовательно сменяющих друг друга и непрерывно протягивающихся стратиграфических единиц, а встречаются в виде надвиговых чешуй и крупных линз, образующих в совокупности тектонический меланж.

Стратиграфия Шайокской сутурной зоны трактовалась разными исследователями по-разному [19, 23, 26]. Для упрощения стратиграфического описания комплексы пород сутурной зоны обычно разделяются на две группы, именуемые Шайок и Нубра.

Группа Шайок слагает складчатый пояс, обнаженный в нижней части долины р. Шайок. Ядерная часть этой антиформы представлена основными вулканитами и ассоциирующими с ними телами габбро и горнблендитов. Далее к юго-востоку среди вулканитов встречаются также тела пироксенитов и перидотитов. По поверхности пологого надвига вулканиты перекрываются толщей слабометаморфизованных метаосадочных пород, представленных зелеными филлитами, тонкослоистыми аспидными сланцами, кремнисто-глинистыми сланцами, известняками и кварцитами и включающими тела дунитов и серпентинизированных пироксенитов. Далее к юго-востоку, в восточном Ладакхе, породы группы Шайок представлены средне-основными вулканитами с прослойями кремней, известковистых сланцев и орбитолиновых (меловых) известняков и разбросанными по разрезу телами перидотитов, габбро и субвулканических пород.

Группа Нубра сложена обломочными осадочными породами, переслаивающимися с основными (до средних) вулканитами, а также с тектоническими чешуями метаморфических пород и с полосами офиолитового меланжа. Обломочные породы этой группы включают в себя песчаники, глинистые сланцы, грубозернистые песчаники и конгломераты и обнаруживают косую и градационную слоистость. Метаморфические породы представлены слюдисто-гранатовыми сланцами, мраморами и гнейсами. Полосы офиолитового меланжа образованы рассланцованными линзами пироксенитов и серпентинитов, разделенными тонкослоистыми известняками, филлитами и рассланцованными основными вулканитами.

Породы групп Шайок и Нубра интрузированы плутонами тоналитов и роговообманковых гранодиоритов. Эти интрузивы развиты в промежутке между телами Ладакхского и Каракорумского плутонических комплексов, что, по-видимому, является доводом в пользу общего происхождения обоих этих комплексов.

Петротектонические ассоциации и региональная тектоническая позиция Шайокской сутурной зоны свидетельствуют об обстановке тектонически сжатого краевого бассейна, существовавшего некогда в тыловой части Ладакхской магматической дуги.

Кохистанская островодужная зона. Развитый в Кохистане комплекс пород является западным продолжением формаций Индской и Шайокской сутурных зон и представлен гранулитами, амфиболитами, диоритами, гранитами, вулканитами и вулканогенно-осадочными образованиями. Этот комплекс был интерпретирован как разрез земной коры островной дуги [1, 25].

Стратиграфические и тектонические особенности Кохистанского комплекса пород описывались различными исследователями по-разному [5, 24]. Основными тектоностратиграфическими единицами Кохистанского разреза являются комплекс Джигал, амфиболиты Камила, пироксеновые гранулиты Бахран, диориты Деосаи и Ладакхские интрузивы, вулканический комплекс Ракапоши, группы Ясин и Чалт и моласса Чизар (см. рис. 2, 3).

Комплекс Джигал образован гранатовыми гранулитами и гипербазитами. Гранулиты представляют собой гранат-клинопироксен-плаутиловые породы, содержащие реликты норита и распространенные в северной части развития комплекса Джигал. Гипербазитовые тела, представленные клинопироксенитами и дунитами с вкрапленностью и прожилками хромита, слагают южную часть поля распространения комплекса.

Амфиболиты Камила подстилаются пироксеновыми гранулитами Бахран и представляют собой комплекс полосчатых амфиболитов с телами горнблендитов, роговообманковых сланцев, гранатсодержащих габбро, габбро-анортозитов и анортозитов, а также диоритов, тоналитов и гранитов. В пределах комплекса отмечаются также прослои гранатсодержащих кварцитов и линзы известково-силикатных пород.

Пироксеновые гранулиты Бахран (комплекс Чилас) образуют крупное стратиформное куммулятивное тело длиной свыше 300 км и мощностью 78 км. Снизу вверх по разрезу это тело слагается гиперстеновыми габбро, дунитами с прослойями хромита, габбро, в меньших количествах — троктолитами, гарцбургитами, норитами и пироксеновыми гранулитами.

Диориты Деосаи и Ладакхские интрузивы представлены тоналитами, диоритами и гранодиоритами, которые залегают на северо-западном продолжении поля распространения пород Ладакхского интрузивного комплекса в Ладакхе. Среди интрузивных пород этой группы можно выделить несколько возрастных генераций, причем отмечаются рассланцовые и нерассланцовые интрузии. Тоналиты и диориты прорваны посттектоническими дайками аплитов и магматитов. Кроме того, внутри plutонов обычно имеются дайки основных пород. Среди плутонических пород наблюдаются ксенолиты метаосадочных образований размером от десятков квадратных метров до крупных провисов кровли площадью в десятки квадратных километров.

Вулканический комплекс Ракапоши представляет собой 4-километровую по мощности толщу вулканических потоков и туфов, содержащую пропластки метаосадочных и интрузии магматических пород. Среди вулканических пород выделяются базальты, андезиты, дациты и туфогенные (вулканогенные) породы. Из метаосадочных пород отмечены аспидные и кристаллические сланцы, филлиты, кварциты и известняки, залегающие в виде пластов или изолированных "карманов" среди вулканических пород. Группа основных магматических пород среди вулканитов представлена габбро, диоритами, горнблендитами и пироксенитами. Кроме того, вулканический комплекс прорван крупными массивами гранодиоритов и гранитов, а также силлами и дайками пегматитов, аплитов и долеритов. Породы комплекса затронуты зональным метаморфизмом, степень которого варьирует от фации гранатовых амфиболитов до фации зеленых сланцев. Найдки органических остатков позволяют приписывать по крайней мере части вулканического комплекса Ракапоши нижнемеловой возраст.

Сложенная конгломератами и песчаниками моласса Чизар трансгрессивно перекрывает вулканиты Ракапоши и Ладакхские интрузивы. Эта молassa сопоставляется с постколлизионными осадками формации Каргил.

Группа Ясин сложена аспидными и кристаллическими сланцами, филлитами, кварцитами, кристаллическими известняками и конгломератами. Метаморфизм этого осадочного комплекса доходит до образования граната и ставролита. Кроме того, среди метаморфизованных пород отмечаются мигматиты. Породы группы Ясин прорваны интрузиями разнообразного (от кислого до основного) состава. Вверх по разрезу группа Ясин перекрыта офиолитовым меланжем так называемой группы Чалт, который образован крупными линзами известняков, песчаников, конгломератов, основных и ультраосновных магматических пород. Полоса распространения пород,

относимых к группам Ясин и Чалт, является северо-западным продолжением Шайокской сутурной зоны Ладакха, из чего, вероятно, следует, что указанные комплексы являются тектонизированными фрагментами тылового по отношению к Кохистанской островной дуге бассейна.

КАРАКОРУМСКАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Эта провинция отделяется от Шайокской сутурной зоны (в Ладакхе) и от пояса распространения групп Ясин и Чалт (в Кохистане) Каракорумским надвигом. В восточной части Ладакха содержащие растительные остатки отложения юры перекрывают по этому надвигу комплекс пород Шайокской сутурной зоны. В районе Пангонг-Цзо и в верхнем течении р. Шайок надвиг трассируется биотитовыми гнейсами и милонитизированными гранито-гнейсами, а в долине р. Нубра граница между Шайокской сутурной зоной и Каракорумской провинцией маркирована узкой полосой оphiолитового меланжа. В северном Пакистане Каракорумский надвиг, разделяющий разрезы Кохистана и Каракорумской провинции, подчеркнут оphiолитовым меланжем группы Чалт (см. рис. 2, 3).

Геология Каракорумского региона известна из-за его труднодоступности относительно плохо. Представленная ниже тектоническая интерпретация основана главным образом на работах геологов — первоходцев этой территории [6, 7, 17].

В пределах Каракорумской тектонической провинции выделяются три основные тектоно-стратиграфические единицы — базальная метаморфическая толща (относимая к группам Пангонг-Цзо и Балтит), Каракорумская супергруппа и, наконец, Каракорумский плутонический комплекс. Базальная метаморфическая толща слагает непрерывный пояс, протягивающийся от Пангонг-Цзо на востоке до Читрала на западе. В Ладакхе эта толща была названа [26] группой Пангонг-Цзо, в Гиндукуше — Читральскими сланцами и в Каракоруме — группой Балтит [24]. Для этой толщи характерен прогрессивный региональный метаморфизм, степень которого варьирует от изограды хлорита до появления кианита; возраст толщи может колебаться от позднего докембрая до раннего палеозоя.

Метаморфиты групп Пангонг-Цзо и Балтит перекрываются Каракорумской супергруппой — "тетической" по своему фациальному облику толщей, возраст которой охватывает интервал от карбона до мела (см. рис. 2, 3). Этот разрез достигает 15 км мощности и является результатом шельфовой седиментации на южной окраине Каракорумо-Тибетского блока. Древнейшими слоями, содержащими органические остатки, в пределах этой супергруппы являются развитые в восточном Каракоруме так называемые Фенестелловые сланцы, которые перекрываются диамиктитами, слоями с растительными остатками гангамоптерий (Gangamopterites) и, наконец, физулинидовыми известняками, принадлежащими к датируемой пермским возрастом формации Харпазо. В самое последнее время Д. Герган (личное сообщение) выявил среди пармских отложений Каракорума основные вулканиты. Вверх по разрезу пермские аспидные сланцы сменяются карбонатной толщей триаса, причем в ряде пунктов на границе этих двух элементов разреза отмечается пласт конгломератов. Юрские отложения представлены аспидными сланцами и глинистыми известняками, сменяемыми вверх по разрезу флювиальными осадками, содержащими растительные остатки нижнеюрского возраста. Отложения нижнего мела тесно ассоциируют с породами триасового и юрского возраста, образуя совместно с ними общий разрез Каракорумской супергруппы; напротив, верхнемеловые осадки выходят далеко к северу, за пределы описываемого региона, будучи широко распространенными в предгорьях Куньлуня.

Гранитоиды Каракорумской тектонической провинции обычно относятся к так называемому Каракорумскому плутоническому комплексу. В составе комплекса преобладают двуслюдянные граниты, однако встречаются также тоналиты и роговообманковые гранодиориты вместе с ассоциирующими с ними телами более основного состава. Гранитоиды комплекса интрузируют метаморфические породы групп Пангонг-Цзо и Балтит и перекрывающие их осадочные толщи вплоть до триасовой части Каракорумской супергруппы включительно. Прорывание гранитоидами пермских и триасовых отложений указывает на посттриасовую фазу интрузивной деятельности. Для гранодиорита Трич-Мир в восточном Гиндукуше (западное продолжение Каракорумского плутонического пояса) по Rb-Sr-отношению получен абсолютный возраст

115 млн. лет, тогда как более молодые интрузивные фазы, датируемые в пределах 8–25 млн. лет (т.е. неогеном), были выявлены для гранитов Балторо, Биафо, Хиспар, Хунза и Хиндурадж [7].

Выявленная для мезозоя зона седиментации Тетис-Гималаев Занскара и Спити в условиях мелководного шельфа и континентального склона намечает положение северной континентальной окраины Индийской плиты. Мезозойские отложения Каракорумской супергруппы также свидетельствуют о шельфовых условиях осадконакопления, на этот раз вдоль южной границы Каракорум-Тибетского блока. Расположенная между этими двумя окраинами сутурная зона Инд–Цангпо обладает набором петротектонических ассоциаций, характерных для древней зоны субдукции, магматической дуги, тылового по отношению к дуге бассейна, террасового бассейна в промежутке между дугой и желобом и, наконец, для постколлизионного осадконакопления. При этом Ладакхская магматическая дуга возникла в результате поглощения Индийской океанической плиты на континентальной окраине Андийского типа, а комплекс древней зоны субдукции обязан своим существованием столкновению между Индийской континентальной окраиной и магматической дугой. Седиментация в условиях террасового (между дугой и желобом) бассейна происходила вслед за началом этого столкновения и сопровождалась поднятием магматической дуги. Шайокский тыловой бассейн прекратил свое существование на более поздней стадии столкновения континентальных блоков. Наконец, неогеновая моласса, трангрессивно перекрывающая все комплексы пород Индской и Шайокской сутур, является результатом осадконакопления в постколлизионных условиях.

По геологическим данным, начало столкновения приходится на послераннеоценовое время, поскольку условия мелкого моря, маркированные накоплением нуммулитовых слоев, распространялись из Низких Гималаев на территорию Индской сутурной зоны именно в раннем эоцене. Послераннеоценовая регрессия морских условий установлена для Индской формации, в пределах которой вверх по разрезу наблюдается постепенный переход от фаций мелкого моря к содержащим растительные остатки слоям флювиального происхождения. Этот факт, вероятно, датирует начало столкновения между Индийским континентом и Ладакхской магматической дугой средним эоценом. С постепенным прекращением на протяжении эоцен-олигоценового времени латерального перемещения Индийской плиты относительно Евразии, видимо, связано закрытие Шайокского тылового по отношению к дуге бассейна.

Клип Спонгтонг, представляющий собой обдуцированную пластину офиолитов и вулканитов, перекрывающую отложения нижнего эоцена, указывает, что его надвигание (обдукация) на осадки Индийской континентальной окраины произошло после этого времени. Спаивание двух континентальных блоков явилось причиной возникновения столь характерной для рассматриваемого региона тектоники сжатия, проявлениями которой являются латеральное сокращение коры и складчатость ее осадочного чехла. Сокращение коры выразилось в деформации и метаморфизме, охвативших породы как Гималайской, так и Каракорумской тектонических провинций. Структурный анализ показывает, что сланцеватость осевой плоскости, повсеместно распространенная как в группе Пангонг-Цзо (Каракорум), так и в кристаллическом комплексе Цзо-Морари (Гималаи), принадлежит в обоих случаях к единой для обоих районов деформации D_1 . Отсюда следует, что структурные элементы, отражающие процесс горизонтального сокращения коры, возникли после спаивания Индийского и Каракорумского континентальных блоков. Прогрессивный региональный метаморфизм группы Пангонг-Цзо и комплекса Цзо-Морари является конечным результатом столкновения континентальных блоков и проявился в связи с сокращением коры в олигоцен-раннемиоценовое время. В породах Индской сутурной зоны устанавливается прерывистый пояс метаморфизма, степень которого варьирует от пре-нейтр-пумпеллитовой фации до' фаций зеленых и голубых сланцев. Регионально метаморфизованные породы группы Пангонг-Цзо и кристаллического комплекса Цзо-Морари расположены симметрично (соответственно к северу и к югу) относительно этого пояса слабометаморфизованных пород. В свете этого факта концепции параллельных или парных метаморфических поясов, выдвигавшиеся предыдущими исследователями региона [15, 30], очевидно, нуждаются в пересмотре.

Комплекс пород Кохистана представляет собой более глубокую часть разреза маг-

матической дуги, чем комплекс пород, слагающий Ладакхскую часть региона. Сравнительный анализ Индийского и Пакистанского сегментов Гималайской тектонической провинции показывает, что надвигание по Главному мантийному надвигу, по-видимому, привело в Пакистане к полному тектоническому перекрытию Кохистанским разрезом северо-западного продолжения зоны Тетических Гималаев. При этом падающий на север Главный мантийный надвиг, очевидно, вывел к поверхности структурные элементы большего уровня глубинности, чем падающий на юг Занскарский надвиг.

ЛИТЕРАТУРА

1. Bard J.P., Malluski H., Matte Ph., Proust F. The Kohistan sequence: Crust and mantle of an obducted island arc. — In: Geodynamics of Pakistan/Ed. A. Farah, K.A. DeJong. Quetta: Geol. Surv. Pakistan, 1980, p. 87–97.
2. Bassoulet J.P., Boulin J., Colchen M. et al. L'évolution des domaines tethysiens du Carbonifère au Crétacé: Rep. 26 th Intern. Geol. Congr. — Mem. Bur. rech. géol. et minières, 1980, vol. 115, p. 180–198.
3. Bhat M.I., Zainuddin S.M., Rai A. Panjal trap chemistry and the birth of Tethys. — Geol. Mag., 1981, vol. 118, N 4, p. 367–375.
4. Brookfield K.M.E., Reynolds Ph.D. Late Cretaceous emplacement of the Indus suture zone ophiolitic melanges and an Eocene-Oligocene magmatic arc on the northern edge of the Indian plate. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1981, vol. 55, p. 157–162.
5. Coward M.P., Jan M.O., Rex D. et al. Geotectonic framework of the Himalaya of N. Pakistan. — J. Geol. Soc. London, 1982, vol. 139, p. 299–308.
6. Dainelli G. La serie dei Terreni. I, II. Sped. Ital. De Fillipi nell Himalaya Caracorum e Turkestan Cinese (1913–1914). Zanichelli; Bologna, 1933–1934. 1096p.
7. Desio A. Geologic evolution of the Karakoram. — In: Geodynamics of Pakistan/Ed. A. Farah, K.A. DeJong. Quetta: Geol. Surv. Pakistan, 1979, p. 111–123.
8. Dickinson W.R. Plate tectonics and sedimentation. — Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ., 1975, vol. 22, p. 1–27.
9. Dewey J.F., Bird J.M. Mountain belts and the new global tectonics. — J. Geophys. Res., 1979, vol. 77, p. 2625–2647.
10. Frank W., Gansser A., Trommsdorff V. Geological observations in the Ladakh area (Himalayas), a preliminary report. — Schweiz. miner. und petrogr. Mitt., 1977, Bd. 57, S. 89–113.
11. Fuchs G. On the geology of Western Ladakh. — Jb. Geol. Bundesanst., 1979, Bd. 112, S. 513–540.
12. Gergan J.T. Stratigraphy and tectonic studies of the Indus Suture belt between Dras and Kargil: Ph. D. thesis/Jammu Univ. Jammu, 1978.
13. Honegger K., Dietrich V., Frank W. et al. Magmatism and metamorphism in the Ladakh Himalayas (the Indus–Tsangpo suture zone). — Earth. and Planet. Sci. Lett., 1982, vol. 60, p. 253–292.
14. Kumar S. Presence of parallel metamorphic belts in the Northwest Himalaya. — Tectonophysics, 1978, vol. 46, p. 117–133.
15. LeFort-Deoban F., Sonet J. The Lesser Himalayan Cordierite granite belt, petrology and age of the pluton of Mansehra. — Pakistan. Geol. Bull. Univ. Peshawar. Spec. Iss., 1979, vol. 13, p. 51–62.
16. Mitchel A.M., Reading H.G. Continental margins, geosynclines and ocean floor spreading. — J. Geol., 1969, vol. 77, N 6, p. 629–646.
17. Norin E. Geological explorations in western Tibet. — In: Report Sino-Swedish expedition. Stockholm: Aktiebolaget Thule, 1946, vol. 29, p. 1–24.
18. Rai H. Petrological and geochemical studies of Kargil Igneous Complex, Ladakh, Jammu and Kashmir India: Ph. D. Thesis/Panjab Univ. Panjab, 1978.
19. Rai H. Geological evidence against the Shyok paleosuture, Labakh Himalaya. — Nature, 1982, vol. 297, p. 142–147.
20. Sharma K.K., Kumar S. Contributions to the geology of Ladakh. — Himalayan Geol., 1978, vol. 8, p. 252–287.
21. Singh M., Nanda M.M., Sinha P.K. The Ralakung volcanics of the Zanskar valleys, Ladakh — its geological setting, petrography, petrochemistry and comparative study with the Panjal Volcanics of the Northwest Himalaya. — Geol. Surv. India. Miscell. Publ., 1982, vol. 41, N 2, p. 218–229.
22. Srikantia S.V., Razdan M.L. Geology of part of Central Ladakh Himalaya with particular reference to Indus tectonic zone. — J. Geol. Soc. India, 1980, vol. 21, p. 523–545.
23. Srimal N., Bhandari A.K., Chakravorty S.K. Island arc volcanism in the Ladakh Himalaya. — Ind. J. Earth Sci., 1979, vol. 9, N 1, p. 44–58.
24. Tahirkheli R.A.K. Geology of the Himalaya, Karakoram and Hindukush in Pakistan. — Geol. Bull. Univ. Peshwar. Spec. Iss., 1982, vol. 15, p. 1–15.
25. Tahirkheli R.A.K., Mattauer M., Proust F., Tapponier P. The India-Eurasia suture zone in Northern Pakistan, synthesis and interpretation of recent data at plate scale. — In: Geodynamics of Pakistan/Ed. A. Farah, K.A. DeJong. Quetta: Geol. Surv. Pakistan, 1979, p. 125–130.
26. Thakur V.C. Regional framework and geodynamic evolution of the Indus-Tsangpo suture zone in the Ladakh Himalaya. — Trans. Roy. Soc. Edinburgh Earth Sci., 1981, vol. 72, p. 89–97.
27. Thakur V.C., Mistra D.K. Tectonic framework of Indus and Shyok suture zones in eastern Ladakh, Northwest Himalaya. — Tectonophysics, 1983 (in press.).
28. Thakur V.C., Virdi N.S. Lithostratigraphy, structural framework, deformation and metamorphism of the SE region of Ladakh, Kashmir Himalaya, India. — Himalayan Geol., 1979, vol. 9, p. 63–78.
29. Thakur V.C., Virdi N.S., Rai H., Gupta K.R. A note on the geology of Nubra-Shyok region of Ladakh, Kashmir Himalaya. — J. Geol. Soc. India, 1981, vol. 22, p. 46–50.
30. Virdi N.S. Occurrence of paired metamorphic belts in the Himalaya. — J. Geol. Soc. India, 1981, vol. 22, N 11, p. 547–554.
31. Zanettin B. Geology and Petrology of Hamosh-Mango Gusor area: Sci. Rep. Italian Expedition to Karakoram and Hindukush. Leiden, 1964. 305 p.

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ (на примере Гималаев и некоторых других территорий)

Г.Д. АЖГИРЕЙ

Университет дружбы народов, Москва, СССР

Системы гигантских разломов и сопровождающих их менее значительных резрывов и других линейных тектонических зон в земной коре всегда интересовали геологов. Исследованием их занимались В. Логан, В. Хоббс, А. Карпинский, П. Термье, В. Обручев, В. Бухер, Н. Шатский, А. Заварницкий и многие другие.

Большой интерес к ним проявили советские геологи в связи с выявившимися особенностями строения и развития больших разломов. Многим из них свойственны: огромная продолжительность геологической жизни, составляющая сотни миллионов лет; контроль разломами структурно-фациальной и структурно-формационной зональности седиментарных и магматических образований и связанных с ними месторождений полезных ископаемых. Именно эти важнейшие черты дали основание А. Пейве [5-7] назвать разломы первых порядков глубинными разломами.

Интенсивное геологическое изучение территории Советского Союза после Великой Октябрьской революции позволило далеко продвинуть исследование глубинных разломов. Сейчас следует говорить о созданном в нашей стране учении о глубинных разломах, естественным начинателем и продолжателем которого является академик А. Пейве.

В период 1960–1978 гг. коллектив геологов ГИН АН СССР провел большие исследования глубинных разломов в Казахстане, Средней Азии и других областях. Существенное внимание было уделено сдвиговым составляющим разломов глубокого заложения и явлениям образования тектонического меланжа в связи с пологими перемещениями больших шарнированных пластин. За рубежом есть много отличных описаний больших разломов, но обобщающего учения там не создано.

Некоторые факты, особенно важные для разработки учения о глубинных разломах. В. Обручев [4], основываясь на очень большом полевом опыте геологического изучения Центральной Азии и Сибири, указал на существование и широкое распространение больших, предшествующих складчатости, конседиментационных разломов, развивающихся в тектонических впадинах, и положительно оценил значения шарнирных деформаций.

В.А. Николаев [2, 3] изучил очень протяженную, более 1200 км, тектоническую границу между варисцийским и каледонским Тянь-Шанем, простирающуюся от северо-западного окончания Большого (Туркестанского) Карагата до Хантенгри и далее продолжающуюся в Китай. Эту границу В.А. Николаев назвал Важнейшей структурной линией Тянь-Шана.

До сих пор дискутируется обоснованность широтного, восточного, участка "линии", но Карагатский участок ее, обследованный много раз, оказался несомненным глубинным разломом. Описание его на основании личных наблюдений дано недавно; оно послужило прототипом для выделения такой же зоны разломов глубокого заложения в Гималаях.

Главной особенностью Тянь-Шаньского разлома глубокого заложения является удивительно четкое разделение всей северной части Тянь-Шана на два "геологических мира" в историческом, структурно-тектоническом и фациально-формационном смысле этого понятия. На большой территории различают собственно Северный Тянь-Шань с интенсивнейшими процессами формирования каледонского сооружения и явным ослаблением многих геологических процессов в варисцийскую эпоху и Средний Тянь-Шань, претерпевший активное развитие в каледонском, а затем в варисцийском циклах. Разительная смена возраста пород и их формаций по одну и другую сторону важнейшей структурной линии Тянь-Шана всегда обращала на себя внимание. Совершенно такое же положение наблюдается и в Гималаях. На севере на протяжении более 2000 км прослеживаются Тетисные, или, как их менее правильно называют, Тибетские Гималаи, которые на крайнем западе Индийских Гималаев, в Кашмире, распространяются к югу, почти до хр. Пир-Панджал. Иначе выглядят Южные Гималаи.

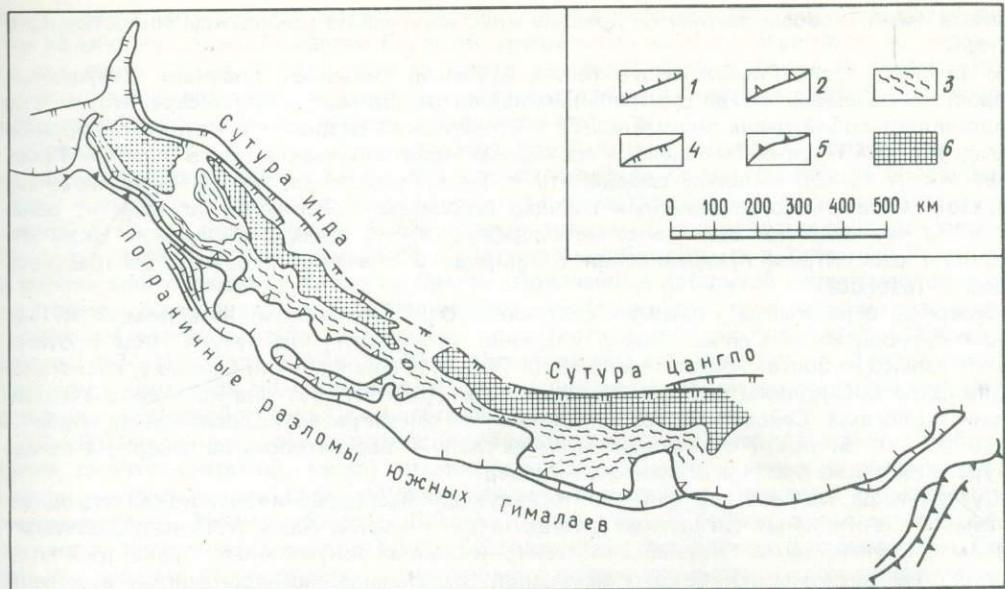


Рис. 1. Схема важнейших разломных зон Гималаев, по данным авторов, указанных в тексте статьи, списка литературы и личным материалам и выводам

1 — главные пограничные разломы Южных Гималаев; 2 — Главный центральный взброс (надвиг); 3 — Главные осевые разломные зоны Гималаев; 4 — системы "сутур" Инда и Цангпо; 5 — взбросо-надвиги западного и восточного "синтаксисов" Гималаев; 6 — Тетисные фациально-формационные комплексы пород

На границе Северных и Южных Гималаев наблюдается такая же разительная смена структурно-формационной характеристики пород, как и в Тянь-Шане. На севере породы фанерозоя — главной составляющей разреза — сравнительно мало деформированы; крупные шарьяжные пластины, свойственные Южным Гималаям, характеризуются ограниченным развитием и малыми амплитудами. Для осадочных отложений характерно прекрасно выраженное разделение на бионы, обогащенные фаунистическими остатками, поэтому Северные Гималаи явились объектом многочисленных экспедиционных исследований крупнейших специалистов-палеонтологов, работавших в Альпах. В Южных Гималаях остатки макрофлоры — редчайшее явление, хотя косвенные данные позволяют выделять мощные фанерозойские комплексы; поэтому идея о существовании между Южными и Северными Гималаями огромного разлома глубокого заложения приходит почти автоматически, однако есть и серьезные затруднения, которые будут обсуждены ниже.

Общая характеристика геологического строения Гималаев и свойственной им разломной тектоники. Геологическое строение Гималаев рассмотрим на примере их западной части. Лучшим источником фактов является монография А. Гансера [8]. В целом это грандиозное сооружение сложено породами рифейского и фанерозойского возраста, отложившимися в разнообразных геосинклинальных прогибах, начиная с кембрийских и до среднеэоценовых включительно. Внутри серий преимущественно морских осадков бывали небольшие перерывы, например в Северных Гималаях в карбоне. Но не исключена возможность накопления в раннем карбоне в Южных Гималаях мощных, до 6000 м, осадков, свойственных ранним стадиям развития эвгеосинклинальных впадин [1].

Как наблюдается во всех геосинклинальных поясах и возникших из них орогенных сооружениях, для Гималаев характерно существование системы субпараллельных разломов глубокого заложения первого порядка, простирающихся продольно, хотя имеются диагональные и поперечные структуры. До 1970 г. таких крупнейших тектонических структур выделялось три (рис. 1, 2).

Самым южным является Главный пограничный сброс, в терминологии А. Гансера. Он отделяет Гималаи от расположенного к югу предгорного прогиба. Южная часть

прогиба имеет в своем основании древние кристаллические комплексы Индостанского щита.

В средней части Гималайского пояса А. Гансер различает Главный центральный взброс, называемый иногда Центральным надвигом. По мысли А. Гансера, этот взброс представляет собой очень значительный тектонический разрыв, по которому соприкасаются породы Низких Гималаев и громадные кристаллические пояса Высоких Гималаев. Их А. Гансер склонен объединить с Тетис-Гималаями, сложенными мощным разрезом малометаморфизованных сланцев докембрая, основание которых не обнажено. На них залегают еще менее метаморфизованные породы фанерозоя. Ниже мы подробно рассмотрим представления о природе и значении Главного центрального надвига (взброса).

Северное ограничение Гималаев составляет большой разлом, называемый А. Гансером сутурой Инда. Сейчас можно уверенно утверждать, что сутура Инда протягивается далеко на восток, более чем на 1800–2000 км, совпадая или близко располагаясь вдоль широтной долины верховий Брамапутры (Цангпо), тут она исследована китайскими геологами. Сейсмозондированием южнее Лхассы разлом прослежен до глубины более 80 км, он почти вертикален и имеет слабую вергентность на север. На западе сутура Инда также имеет вергентность на север.

Сутуру Инда, как это подтвердили последующие исследования, нужно считать одним из самых значительных гигантских разломов Центральной Азии. А. Гансер сравнивает разлом с крупнейшими "корневыми" тектоническими зонами Альп. Кроме трех главных систем разломов глубокого заложения, детальными исследованиями выделены многочисленные разломы второго порядка.

Ознакомление с региональным метаморфизмом и магматизмом в Гималаях вызывает удивление и кривотолки. С одной стороны, несомненен геосинклинальный характер Гималайской складчато-разломной, местами с громадными шарьяжами страны. Гипотеза о реовенированном Индостанском щите непригодна, что выясняется при первом ознакомлении с системой разломов глубокого заложения и шарьяжей, связанных с ними. Всем им свойствен характер тектоники, выраженной по преимуществу тангенциальным сжатием, что наблюдается в геосинклинальных поясах, особенно во время главной складчатости, а также на орогенных этапах.

Однако большие массы докембрийских и мощных фанерозойских пород почти на всей территории Северных и большей части Южных Гималаев изменены слабо, находясь на верхних ступенях зеленокаменного регионального метаморфизма. Собственно, не это обстоятельство само по себе способно вызвать удивление. Достаточно напомнить о малометаморфизованных мощных эвгеосинклинальных толщах пьемонтской и пеннинской фаций в Альпах или о черных столь же мощных алевро-пелитовых сланцах центральных тектонических зон Большого Кавказа.

Замешательство и ошибки вызывают огромные массы кислых и средних по составу кристаллических пород, присутствующих во внутренних тектонических зонах Гималаев. Именно их впечатляющему, широчайшему распространению гималайская геология обязана ошибочной гипотезой о реовенированном кристаллическом щите Индостана, якобы распространенном в южных частях Гималаев.

Зона осевых разломов глубокого заложения в Гималаях. Многие геологи, изучившие Гималаи, давно обратили внимание на то, что массивы кристаллических пород различного происхождения, кислых и средних, имеют форму очень протяженных, линейно ориентированных тел. Кроме того, линейные тела расположены эшелонированно, в целом простираясь вдоль общего дугообразного контура Гималаев. Наши предшественники называли эти массивы центральными гнейсами Гималаев (А. Херон), кристаллической осью Гималаев (И. Панде), гранитной осью Гималаев (см. рис. 1, 2, см. вкл.).

Настало время выяснить, что в действительности представляют собой кристаллические породы Гималаев, какое они занимают место среди тектонических зон разрывных и складчатых сооружений, сложенных малометаморфизованными породами, какова история их формирования.

С юга, если отвлечься от явлений эшелонирования, кристаллические массивы ограничены весьма резким контактом интенсивнometamорфизованных пород с породами очень малометаморфизованными. Таков Главный центральный взброс. Хорошие его обнажения легко доступны в долине р. Алакнанды. Он имеет обычную вергентию на юг и падение на север под углами, близкими $45-60^{\circ}$. Мы осматривали его с А.П. Тे-

вари, много лет занимавшимся детальной геологической съемкой. Он подтвердил, что во многих местах Гималаев Главный центральный взброс имеет такое же строение и, что очень важно, поверхность контакта метаморфических пород с неметаморфическими сохраняет свои, поражающие наблюдателя черты полного согласия с залеганием слоистых пород выше и ниже поверхности надвига.

Описанные структурные черты Главного центрального взброса Гималаев дают основание сомневаться относительно его происхождения. Следы срывов и скальваний редки и часто локальны, что не увязывается с представлением о больших амплитудах смещений по его поверхности. Автор хорошо знаком со структурами субпараллельных срывов в Западных Карпатах, имел возможность наблюдать их в Западных Гималаях, в районе многоэтажного клиппена Симлы. Доказанные детальной геологической съемкой срывы с амплитудами, составляющими несколько десятков километров, характеризуются в этих районах нарушением слоистости в породах "лежачих" и "висячих" боков: параллельность слоев выдерживается весьма приблизительно. Тектоническая структура контактов при детализации наблюдений не имеет ничего общего с той, которая в ряде мест свойственна Главному центральному взбросу.

Вышеприведенные данные позволяют предположить, что главной причиной образования резких контактов между измененными и малоизмененными породами могли служить избирательно развивающиеся физико-химические процессы регионального метаморфизма. Таким образом, Главный центральный взброс представляет собой не просто тектоническую структуру, образованную скальванием и надвиганием. Скорее это граница распространения метаморфизующих процессов, осложненная явлениями ламинарных и скальвающих тектонических деформаций. В таком случае между малоизмененными комплексами пород Южных Гималаев и кристаллическими, регионально измененными породами, линейно вытянутыми в осевых зонах Гималаев, различия оказываются только в степени метаморфизма. Происхождение высокометаморфизованных пород возможно за счет комплексов малоизмененных пород Южных Гималаев. Ниже будет показана вероятность сделанного предположения.

Для целых поколений гималайских геологов, привыкших видеть в Главном центральном взбросе только крупнейшее тектоническое нарушение, мысль автора доклада может показаться рискованной, но примем во внимание следующее обстоятельство. Главный центральный взброс как южное ограничение больших поясов метаформированных и ультратрансформированных пород, имеющих ширину 30–40 км, в новой интерпретации не потеряет своего значения, будучи включен как составная часть в зону Главного осевого разлома глубинного заложения. В данном случае мы считаем необходимым ввести новое понятие о грандиозной, долгоживущей тектонической структуре Гималаев (см. рис. 1, 2).

Есть много фактов, подтверждающих нашу гипотезу об образовании кристаллических пород внутренних, осевых зон Гималаев за счет пород, составляющих Южные Гималаи и только впоследствии, в фанерозое, подвергшихся процессам метаморфизма.

Внутреннее строение и возраст метаморфических пород, образующих в Гималаях зону Главного осевого разлома глубокого заложения. К сожалению, еще не пришло время детального изучения анатомии тел гималайских кристаллических пород. Они считались представителями кристаллических пород Индийского субконтинента (древнего Индийского щита) и мало интересовали геологов. Опытный геохимик Пенджабского университета, профессор В. Бханод, опубликовал большое число определений возраста гранитоидов, но все или почти все результаты определений, указывающих на их возраст, пока совершенно непонятны, за исключением определений абсолютного возраста самых молодых посттектонических турмалиновых гранитов.

Например, анатектические гранит-диоритовые гнейсы района Манди-Пандох, изучавшиеся многими, в том числе и автором, по данным детальных геологических съемок, в разных местах пересекают среднезооценовые породы Субату с нуммулитами. Лучшим знатоком этого района является В. Вест. Определения K—Ar-и Sr—Rb-методами согласованно указывают на возраст около 600 млн. лет, что составляет ошибку в 20 раз. Этот невероятный результат обсуждался с Э. Герлингом. Пока не найдено критериев для введения поправок на наложенные процессы обогащения анатектических гранитоидов радиогенными продуктами в Гималаях. Что же касается определения абсолютного возраста породообразующих минералов в метаморфических породах внутренних тектонических зон Гималаев, то для них результаты удовлетворительны.

Для разных районов зоны Главного осевого разлома глубокого заложения, по данным лабораторий ИГиГ СО АН СССР (А. Яншин, Л. Фирсов), ИГЕМ АН СССР (А. Афансьев, Л. Шанин, М. Аракелянц), кристаллические породы претерпели 5 или 7 главных фаз метаморфизма. Таким образом, в Гималаях, так же как и в Альпах, типичен региональный полиметаморфизм с характерными максимумами около 250–260; 160–148; 73–59; 37; 7–13 млн. лет. Отсутствие или редкая встречаемость более древних датировок регионального метаморфизма, по крайней мере для территории Западных Гималаев, получили правдоподобное объяснение. Среди пород Южных Гималаев на западе неизвестен сколь-нибудь значительный метаморфизм и магматизм древнее позднепалеозойского. Как уже указывалось, все докембрийские и раннепалеозойские породы, хотя и имеют значительную мощность (до 3–5 тыс. м) в отдельных протогеосинклинальных прогибах, по многократно проверенным определениям М.Е. Раабен, по строматолитам, могут иметь возраст около 1500 млн. лет и более молодой.

В этих скучных данных мы видим подтверждение общей идеи Г. Штилле, что вся Тетисная область Европы и Азии заложилась в риффе, возможно, во время так называемого Алгоманского умбраха, тогда, когда заложились другие альпийские геосинклинали. Датированная фанерозойская история, видимо, начинается с отложения мощных толщ Чейла (до 6 тыс. м), содержащих в граувакках спилитизированные палеоандезиты и палеобазальты. Время Чейла соответствует фазе заложения настоящей эвгеосинклинали со значительным магматизмом. В вышележащем Джутоге встречаются щелочные магматические породы. Сам Джутог со своими мощными метапесчаниками, а в районе Чамбы – конгломератами может быть отнесен к молассоидной формации, образование которой заключило слабый варисцийский орогенез.

Морской режим, установившийся позже, оставил следы в виде юрского наннопланктона, открытого О. Борисенко и А.К. Синха в 1972 г.; Мк. Пауэлл и другие в 1973 г. в линзах мраморов среди кристаллических сланцев зоны Главного осевого разлома, в долине реки Чандря, нашли остатки определимых среднеюрских аммонитов. Факт – из ряда вон выходящий, указывающий на молодость кристаллических пород Главного осевого разлома.

В последнее время в Западных Гималаях сделано два открытия, проливающих свет на структуру и историю формирования мощных кристаллических тел зоны Главного осевого разлома Гималаев.

Литолого-стратиграфический трехчленный комплекс палеозойских пород Гималайской кристаллической полосы в Западных Гималаях. Указания на существование среди тела мощных метаморфитов трехчленного комплекса находим в работе А. Гейма и А. Генсера. В пересечениях кристаллических пород в верховьях Ганга (Алакнанды) и некоторых более восточных пересечениях наблюдаются три характерных комплекса пород. Нижний представлен преимущественно кристаллическими сланцами и имеет мощность 2–4 км. Средний представлен тонкозернистыми метакварцитами и имеет выдержаный состав и мощность 3–5 км. Дж. Ауден называл их гранулитами. Верхний комплекс вновь сложен разнообразными кристаллическими сланцами, но с многочисленными линзами карбонатно-диопсидных пород, что указывает на присутствие карбонатных пород, подвергшихся метаморфизму. Мощность верхнего комплекса 3–5 км. Степень метаморфизма пород трехчленного комплекса высокая, до ультраметаморфизма, с образованием гранитных и диоритовых магматитов и анатектических гранитоидов.

Пока имелись частные наблюдения лишь по трем пересечениям, геологическое значение таких явлений нельзя было переоценивать. Но в последние годы А. К. Синха представил результаты изучения своих пересечений в Высоких Гималаях, между Бадринатхом на западе и р. Кали, пограничной с Непалом, на востоке, на протяжении 200 км. Было подтверждено продолжение всех трех комплексов кристаллических пород в этом направлении, а по данным А.П. Тевари, – и к западу, в бассейне р. Биас, еще на 250 км. Наконец, еще западнее, в районе Чамба (бассейн р. Рави) [9], по простиранию той же кристаллической полосы в 600 км от р. Кали происходит изменение интенсивности метаморфизма. Породы постепенно, с востока на запад, переходят по простиранию в малометаморфизованные свиты.

В нижней части разреза здесь наблюдаются черно-зеленые сланцы Чейла, сорванные по шарьяжной поверхности скромной амплитуды (десятка километров). Принадлежность пород к Чейлу засвидетельствовали: лучший знаток Чейла в Западных Гималаях

В. Вест; детальные съемки самого В. Веста в районе Шали; Г.Д. Ажгирей в районе Чамба, обнаруживший в коллекции пород Чейла характерные штуфы зеленокаменных офиолитов. Офиолиты в Южных и Западных Гималаях встречаются только в Чейле. Сланцы Чейла в районе Чамба прорваны олигоценовыми гранитоидами. Контакты всюду интрузивные, в том числе и восточнее, в районе Манди, где установлен их постсреднезоценовый возраст по интрузивным контактам со свитой Субату среднего зоцена. Верхняя возрастная граница гранитов — олигоцен установлена по абсолютному возрасту биотитов Э. Ягером и др. — 20,5—24,0—31,4 млн. лет и по перерыву в осадконакоплении в районе Манди-Калька, где миоценовая свита Дагшан залегает на зоценовой свите Субату. Субату — морские отложения, Дагшан — солоноватоводные. Мощность Чейла в Чамбе больше 3500 м, он соответствует нижней составляющей трехчленного комплекса кристаллических пород в более восточных районах. Г.Д. Ажгирей, основываясь на детальных исследованиях спор Н. Умновой, которой ассистировал А.К. Синха, определил возраст пород Чейла как раннекарбоновый.

Вторая составляющая трехчленного комплекса в районе Чамбы сложена сланцами, алевролитами, песчаниками и грубообломочными породами — до гравелитов и конгломератов, лишенных фаунистических остатков. Мощность толщи до 3 км.

Третий членом комплекса являются темно-серые сланцы, известняки с прослойями амигдалоидных лав основных пород. Редкие находки остатков фауны дают основание оценивать возраст свиты от позднего карбона до перми. Мощность свиты более 1700 м.

Как видно из изложенного, на всем протяжении кристаллических, частично ультраметаморфизованных пород (около 450 км), составляющих центральную и восточную части описываемой тектонической зоны, а также на протяжении 150 км к западу, где развиты малометаморфизованные породы средне- и позднепалеозойского, а возможно, и триасового возраста, сохраняется характер трехчленного комплекса, трех последовательно формировавшихся толщ.

Следовательно, новейшие исследования области Западных Гималаев представили убедительные доказательства позднего мезозайского и кайнозайского возраста огромных массивов кристаллических метаморфических и ультраметаморфических пород. Добавим к этому, что исследования А.К. Синха в 1973—1981 гг. и других геологов в верховьях рек Алакнанды, Гориганга, Релам, Кали не показали ни одного места, где существовали бы не тектонические отношения между кристаллическими комплексами и породами тетисной свиты Мартоли или ее аналогов. Всюду по северным ограничениям метаморфитов прослеживается региональный крутой разлом, получивший в северном Кумаоне название Молари сброса или сброса Дар-Мартоли. Следовательно, линейные массивы кристаллических пород и с северной стороны всюду выступают как тела послераннекаменноугольного возраста, заполняющие зоны осевых разломов глубокого заложения и тектонически отделенные от пород формаций Тетис-Гималаев (см. рис. 2).

Таким образом, приходится отказаться от двух ошибочных представлений. Во-первых, ультраметаморфизм мощных палеозайских и части мезозайских толщ не оставил места для гипотезы реовенированного Индостанского щита в Южных Гималаях. Во-вторых, не осталось места для утверждений о стратиграфическом налекании на массивы древних кристаллических пород в Высоких Гималаях "базальных" докембрийских свит Тетисного разреза (свит Мартоли и Гарбиянг).

Оевые разломы глубокого заложения — главные корневые зоны шарьяжей Гималаев. Оевые разломы глубокого заложения являются важнейшим тектоно-структурным элементом Гималайской геосинклинальной системы еще и потому, что именно они представляют главные корневые зоны наиболее значительных шарьяжей Южных Гималаев. Севернее, в Тетис-Гималаях, шарьяжная тектоника практически отсутствует. Чешуйчатые надвиги Кумаона в них незначительны, и, только перевалив на северную сторону Тетис-Гималаев, можно наблюдать более или менее значительные шарьяжи Киогара-Чтичуна, открытые А. Крафтом в 1902 г. и исследованные А. Геймом и А. Генсером в 1936 г. Шарьяжи эти по размерам отчасти сравнимы с шарьяжами Южных Гималаев, но в формационном отношении не имеют ничего общего. Шарьяжи Киогара-Чтичуна сложены офиолитами и породами, близкими андитской фации в Альпах, поэтому нельзя смешивать шарьяжи Южных Гималаев, происходящие из оевых разломов глубокого заложения и представленные кристаллическими массивами, с шарьяжами Трансгималаев Тибета, происходящими из сутуры Инд-Брамапутра (Цангпо).

Обязательной структурно-тектонической чертой корневых зон значительных шарьяжей является крутое, близкое к вертикальному залегание пород и присутствие зажатых в корневой зоне линз или пластин пород, составляющих тело шарьяжа (О. Амперер, Э. Краус, Р. Штауб и др.). Признаки эти важны, но недостаточны. Например, как установил С.М. Кропачев, в районе Тырныауз-Пшекишского разлома на Большом Кавказе юрские породы залегают практически вертикально, зажаты в форме мощных пластин, а шарьяжи отсутствуют или очень невелики. Но в Южных Гималах существует строго определенная взаимосвязь очень больших шарьяжей с субвертикальными зонами разломов глубокого заложения.

Особенно значительны три комплекса шарьяжных пластин в Южных Гималах (сверху вниз).

1. Шарированные массы полого залегающих кристаллических пород, представленные тем же петрографическим материалом, какой слагает кристаллические тела, заполняющие разломы глубокого заложения. Фации метаморфизма высоких ступеней, вплоть до ультраметаморфизма (анатексиса). Детально исследована шарьяжная пластина района Рутаңгас, Манали, Наггар, сложенная преимущественно кварц-мусковит-биотитовыми, иногда мигматизированными кристаллическими сланцами, мусковитовыми и микроклиновыми гранито-гнейсами.

Л. Шанин и М. Аракелянц (ИГЕМ АН СССР) произвели определение абсолютного возраста кристаллических пород из района Манали по биотиту K-Ar-методом. В работе И. Панде и С. Кумара приведены данные этих определений, показавшие значительный разброс:

M-15	Кварц-биотитовый мигматизированный гнейс	37 млн. лет
116/41	Биотитовый сланец	49 млн. лет
3/3	Кианит-ставролитовый сланец	59 млн. лет
B-1	Биотитовый порфиробластовый кристаллический сланец	73 млн. лет

Определения возраста регионального метаморфизма образцов из коллекции автора, произведенные в тех же лабораториях и в лаборатории ИГиГ СО АН СССР (А.Л. Яншин, Л.Б. Фирсов) для нижележащих второй и первой шарьяжных пластин, показали такой же разброс и те же возрасты метаморфизма, несмотря на то, что по мере движения книзу в пакете шарьяжных тел (общая толщина 15–20 км) ступень метаморфизма понижается до зеленокаменной. По-видимому, интенсивная деятельность флюидов по осевому разлому глубокого заложения наиболее активно проявлялась по крайней мере с середины мела и до настоящего времени, потому что самые молодые турмалин-содержащие посттектонические малые интрузии гранитоидов внедрялись по осевому разлому 3–10 млн. лет тому назад, а бороносность подземных вод центральной зоны известна и ныне.

2. Шарьяжи метакварцитов Джутога составляют следующий тектонический этаж, лежащий ниже кристаллических мигматизированных сланцев, содержащих силлиманит и кианит и гранодиоритовые магматиты. Тектонический покров Джутога был выделен в районе г. Симлы, где обнажаются самые нижние его горизонты, так называемые бойлеганж-кварцы с прослоями кварцитовых сланцев и небольшими штоками полностью хлоритизированных магматических пород щелочного состава. Общая мощность пород покрова Джутога редко превышает 2000 м. Все породы метаморфизованы в амфиболитовой фации и содержат мельчайшие кристаллики гранатов.

По простианию на северо-запад в бассейне р. Рави, в Чамбе, степень метаморфизма пород уменьшается, а грубость зерен увеличивается, и здесь толща Джутога приобретает облик молассы, завершившей каменноугольную тектоническую fazу. Рубеж этот фиксируется тем, что позднее, в позднекарбоновое и пермское время, в районе Чамбы происходила новая трансгрессия моря, в процессе которой отложились не только терригенные, но и значительной мощности карбонатные породы. В последних обнаружена позднекарбоновая и пермская фауна [9].

Пластина шарьяжа Джутога перекрывает нижнюю аллохтонную пластину обычно малометаморфизованных пород Чайла по поверхности полого надвига. В породах Чайла в разных удаленных друг от друга местах удалось обнаружить остатки раннекаменноугольного возраста – в бассейнах рек Биас, Сатледж и Ганг.

3. Шарьяж черно-зеленых алевропелитовых сланцев с линзами вулканогенных граувакк

Чейла. В зонах, близких к осевым разломам глубокого заложения, в некоторых районах, например в среднем течении р. Сатледж у пос. Кингал, нижняя часть пород Чейла мощностью около 500 м полностью гранитизирована и представлена диоритовыми амфиболсодержащими диафторитами. Породы аналогичны широко распространенным диафторитам в зонах главных шарьяжей каледонид Скандинавии, показанных советским геологом во время XXI МГК. Около Кингала контакт диоритовых диафторитов и черных сланцев в зеленокаменной фации метаморфизма отлично обнажен и легко доступен для наблюдений. Здесь отсутствуют малейшие следы скальвания, срывов по границе между сланцами и диоритами. Вероятно, гранитизация развивалась после главных движений по шарьяжу. Линзы не вполне гранитизированных черных сланцев не оставляют сомнений в том, что метасоматозу подвергались именно сланцы Чейла, общая мощность которых по разрезу Кингала составляет около 1800 м.

В сланцах Чейла у Кингала находится одно из четырех главных мест, в которых Н.И. Умновой удалось обнаружить максимальное количество остатков раннекарбоновых спор (20–40 спор в препарате). Среди них: *Densosporites crassipterus*, *Cingulizonates bialatus*, *Stenozonatrites pumilus*, S. sp. (коллекция Г.Д. Ажгирая) [1].

Мощность пород Чейла в Чамбе, бассейн р. Рави, на западе территории достигает 4000 м, по р. Биас – более 2000 м, а в Кумаоне, около Шринагара, – до 6000 м. Область распространения шарьяжных пластин увеличивается до 1000 км по простианию (наблюдения стажера кафедры УДН Мегха Радж Дхитала в Западном Непале, 1982 г.) и до 200 км в глубину Южных Гималаев. Эти предварительные данные говорят сами за себя. Эвгеосинклинальный, ранний по характеру магматизм, представленный спилитизированными базальтами, андезитами и редкими тальковыми линзами по офиолитам, дает основание прийти к выводу о заложении типичного эвгеосинклинального прогиба в Западных Гималаях в раннем карбоне.

Автор наметил направления для решения некоторых проблем геологии Гималаев. В первую очередь требуется дальнейшее исследование зоны Главного осевого разлома глубокого заложения. Опыт изучения такого рода генеральных структур советскими геологами показал, что они интересны концентрацией месторождений полезных ископаемых. Гималаи доступны по глубоким долинам рек и поперечным водоразделам для геологов и горной промышленности.

Выяснившееся существование очень протяженной (1000 км, может быть, больше) раннекарбоновой эвгеосинклинали со спилитовым магматизмом – факт весьма важный. Уже сейчас он позволил наметить твердую стратиграфическую схему для “немых” эв- и миогеосинклинальных толщ Южных Гималаев на обширных пространствах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ажгирей Г.Д., Умнова Н.И., Синха А.К. Новые данные о геологии Западных Гималаев. – Докл. АН СССР, 1981, т. 260, № 4, с. 953–955.
2. Николаев В.А. К стратиграфии и тектонике северных цепей Тянь-Шаня. – В кн.: Тр. III Всесоюз. съезда геологов. Ташкент, 1928 г. Ташкент, 1930, вып. 1, с. 107–121.
3. Николаев В.А. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. – Зап. Всерос. минерал. о-ва. Сер. 2, 1933, ч. 62, № 2, с. 347–354.
4. Обручев В.А. Новые течения в тектонике. – Изв. Геол. ком., 1926, т. 45, № 3, с. 117–140.
5. Лейве А.В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 5, с. 23–46.
6. Лейве А.В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 1, с. 90–105.
7. Лейве А.В. Глубинные разломы. – В кн.: Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980, с. 95–122.
8. Gansser A. Geology of the Himalayas. L., 1964. 305 p.
9. Rattan S.S. Stratigraphy and sedimentation of the Chamba Area, Western Himachal Pradesh. – Himalayan Geol., 1973, vol. 3, p. 231–248.

ГЕОЛОГИЯ НЕПАЛЬСКИХ ГИМАЛАЕВ

Р.П. БАШЬЯЛ

Управление горного дела и геологии
Министерства промышленности, Катманду, Непал

Гималайский хребет имеет протяженность 2500 км с запада на восток, а его центральная часть представлена Непальскими Гималаями. Непальские Гималаи расположены между $26^{\circ}15'$ и $30^{\circ}30'$ с.ш. и $80^{\circ}00'$ и $86^{\circ}15'$ в.д. Большой Гималайский хребет с наивысшей вершиной Джомолунгма (8848 м) образует северную границу Непала. Средняя часть, которая называется Внутренними, или Низкими, Гималаями, характеризуется высокими горами и долинами. Суб-Гималаи с небольшими холмами формируют подножье хребта. Южная часть является плодородной Гангской равниной, называемой Тераи.

Первые систематические геологические исследования территории Непала проводились Т. Хагеном [34]. Вслед за этим систематическая геологическая разведка и поиски минерального сырья выполнялись Управлением горных дел и геологии Непала, включая региональное геологическое картирование в масштабе 1:63 360 центральной части страны, расположенной между Главным пограничным надвигом (МВТ) на юге и Главным центральным надвигом (МСТ) на севере. Геологическими исследованиями в Непале занимались многие иностранные геологи [17, 19, 20, 22, 27, 28, 55, 60, 51, 35, 42].

Геологическая интерпретация, представленная в настоящей статье, основана на личном опыте автора, который проводил геологические исследования различных частей Непала в течение 15 лет и на опубликованных материалах по геологии Непала.

Гангская равнина Тераи характеризуется развитием четвертичных и современных аллювиальных отложений. Невысокие холмы Суб-Гималаев, расположенные к северу от Тераи, сформированы третичными образованиями формации Сивалик. Малые Гимали характеризуются развитием метаосадочных, лишенных ископаемых остатков и метаморфических групп пород докембрийско-палеозойского возраста. Высокие Гималаи, расположенные севернее Главного центрального надвига, представлены породами кристаллического фундамента, протягивающимися вплоть до палеозойской тибетской зоны Тетиса, богатой ископаемыми остатками (рис. 1, см. вкл.).

ГАНГСКАЯ РАВНИНА И МЕЖГОРНЫЕ ВПАДИНЫ

Одну треть территории Непала занимает обширная равнина Тераи, расположенная на юге у подножья Гималайского хребта. Эта равнина характеризуется наличием мощных аллювиальных осадков Индо-Гангской речной системы: глин, алевритов, песков и гравия.

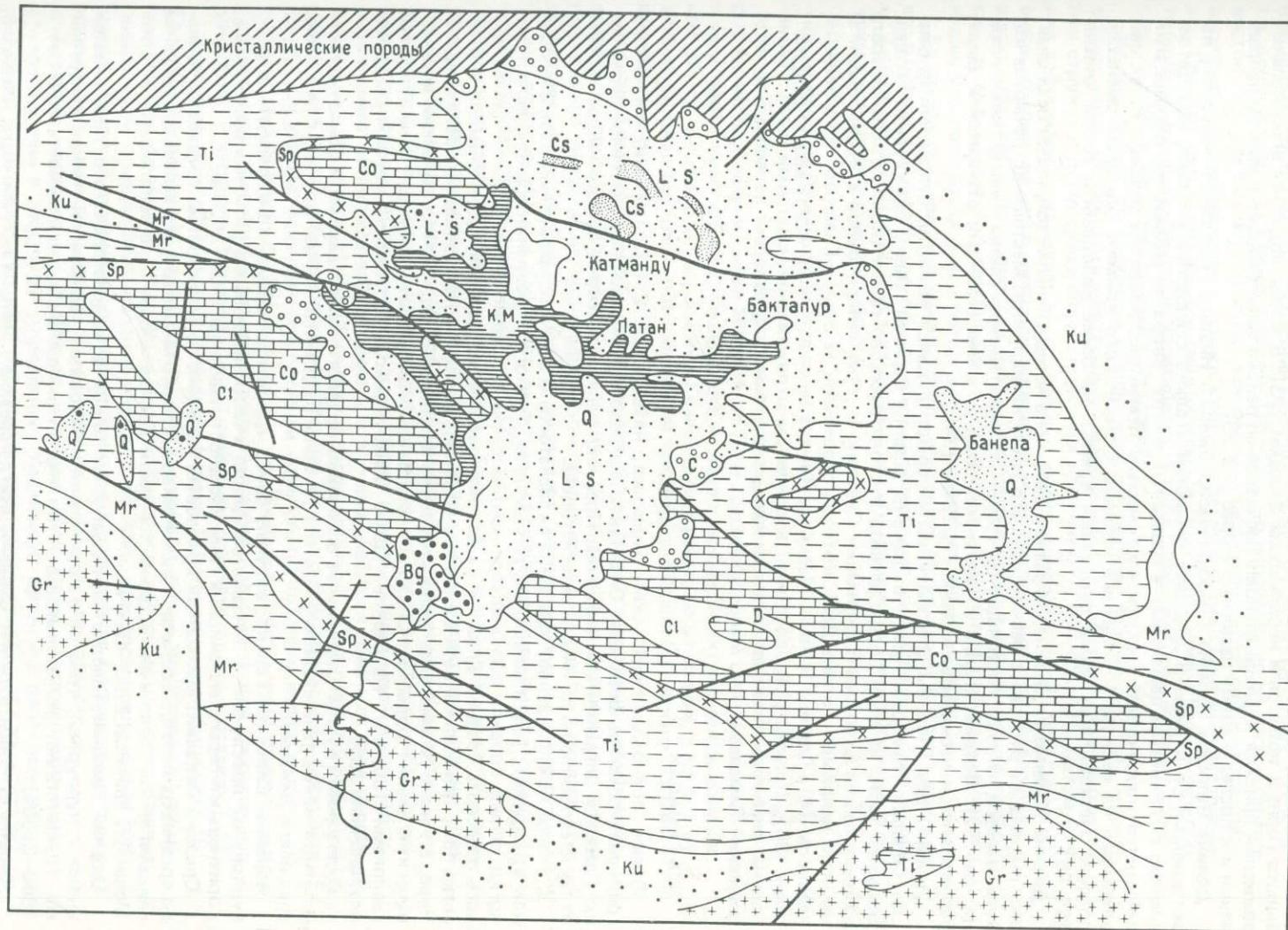
В северной части этой равнины эти осадки слабо смяты в складки, а местами отложения формации Сивалик даже надвинуты на аллювиальные отложения [34, 36]. Все это свидетельствует о преобладании неотектонических движений вплоть до настоящего времени.

Межгорные впадины развиты в Высоких и Низких Гималаях и в предгорьях Гималаев.

Долина Мустанг. Долина Мустанг представляет собой типичную сбросовую долину, расположенную севернее Даулагирского и Аннапурнского хребтов. Грабен заполнен мощными сериями пород плиоцен-плейстоценового возраста, которые называются формациями Тетанг и Тхакхола. Начало поднятия Гималаев маркируется развитием

Рис. 2. Геологическая карта района Катманду

Четвертичные осадки: G — гравийные конусы выноса; LS — озерные осадки — гравий, песок и глина; CS — русловые осадки; KM — пачка Калимати (углистые глины); BG — базальный гравий; группа Фулчауки: D — девонские известняки Годавари; Cl — силурийская свита Читланд; Со — кембро-ордовикские известняки Чандрагири; Sp — формация Сопанг (докембрий); Ti — формация Тистинг; верхняя часть группы Бхимфеди (докембрий); Mr — мраморы Мархук; Ку — сланцы Кулехани; Gr — граниты



мощного слоя детритового осадконакопления. Чередующиеся речные, озерные и болотные осадки указывают на существование плоской предгорной равнины с конусами выноса горных потоков и небольшими озерами [23]. В конце поднятия вертикальные движения привели к флювиальному расчленению района Кали Гандаки в южном направлении и к последующему развитию террас [23, 26].

Долина Покхара. Долина Покхара расположена в Низких Гималаях и заполнена известковыми брекчиями и древним аллювием (галька слюдистых сланцев, кварцитов, гнейсов с глинистым цементом) в базальных частях. Вверх по разрезу эти образования сменяются карбонатной галькой с глинистым цементом. Характер осадков отчетливо указывает на наличие длительного периода тропического климата, который сменился позднее (четвертичная эпоха—настоящее время) на более холодный и сырой климат [24, 25].

Долина Катманду. Долина Катманду заполнена четвертичными озерными осадками, состоящими из русловых песков, речного гравия и делювия. Местами встречаются конусы выноса, сплошь состоящие из гравия. Обычны черные глины и лигнитовые осадки (рис. 2). Возникновение и заполнение этой равнины осадками относится к более ранним тектоническим движениям Гималаев [34, 58].

Долины Дан. Долины Дан выделяются среди площади развития отложений формации Сивалик. Наиболее четко выражены долины Саркхет, Данг, Деукхури и Читван. Большая часть из этих долин развита в слоях рыхлого галечникового конгломерата верхних частей отложений формации Сивалик и ограничена с одной стороны надвигами, как, например, долина Данг, которая ограничена на севере Главным пограничным надвигом [4]. Долины Читван, Марине и Камала на севере нарушены Данскими надвигами [36]. Долины Дан заполнены в основном отложениями, смытыми с гор. Такие долины имеют тектоническое происхождение и были образованы на последней фазе движений Гималаев.

СУБ-ГИМАЛАИ

Южное подножье Непальских Гималаев, называемое Суб-Гималаями, состоит из третичных осадков формации Сивалик молассового типа, которые на севере ограничены Главным пограничным надвигом. Пресноводные молассовые осадки имеют возраст от среднего миоцена до нижнего плейстоцена.

Т. Хаген [34] выделяет три этапа складчатости в верхней, средней и нижней пачках, как это принято для индийских Суб-Гималаев. Геологи Управления горного дела и геологии Непала провели региональное картирование в западной части страны, где им удалось разделить средний Сивалик на две литологические единицы [37]. В работе Н. Кайастха [38] дано описание и выполнена стратиграфическая корреляция разреза владины Чуре, а также рассмотрены условия осадконакопления. Седimentологический и тектонический анализ формации Сивалик в восточной части страны проведен французскими геологами [36, 48]. На равнине Данга обнаружены ископаемые остатки некоторых позвоночных [66].

Отложения группы Сивалик на основании литологических данных и обнаруженных остатков некоторых позвоночных могут быть разделены на три единицы: верхнюю, среднюю и нижнюю.

Верхний Сивалик. Галька, валуны, слабо отсортированные конгломераты с нерегулярными прослойками и линзами песчаника и незначительными включениями желтых, коричневых и серых песчанистых глин. Мощность единицы 1500–3000 м.

Средний Сивалик. Массивный аркозовый песчаник со слоистостью течения от тонко- до среднезернистого, местами — галечниковый, переслаивающийся с зеленовато-серыми глинами и алевролитами. Встречаются растительные и животные ископаемые остатки. Мощность единицы 2600–4500 м.

Нижний Сивалик. Слюдистый песчаник от тонко- до среднезернистого, переслаивающийся с пурпурной, красной и коричневой комковатой выветрелой глиной и мергелями. Присутствуют растительные остатки и остатки позвоночных. Мощность этой пачки 1850–3000 м.

Кровля единицы верхний Сивалик всегда срезана Главным пограничным надвигом. Гальки в конгломератах представлены в основном кварцитами; встречаются также гальки гранитов, очковых гнейсов, аспидных сланцев и карбонатов Низких Гималаев.

Различные единицы формации Сивалик повторяются в разрезе несколько раз из-за воздействия разрывов и складчатости. Разрывы, более или менее параллельные общему простианию формации Сивалик, имеют характер обратных взбросов, т.е. плоскость надвига полого падает ($15-45^{\circ}$) по направлению на восток-северо-восток. Вблизи таких разрывных зон породы характеризуются сильной трещиноватостью и расслаиванием, а гальки конгломератов верхнего Сивалика раздроблены. Главные антиклинальные и синклинальные структуры имеют восток-юго-восточное—запад-северо-западное простирание, а ядра синклиналей местами сформированы конгломератами верхнего Сивалика.

Исследования, проведенные в Центральном Непале, показывают, что морфоструктурные особенности обусловлены напряжениями, действующими в основании структур, и что складчатые структуры наклонены к югу [36, 48]. Распределение деформаций указывает на то, что они имеют природу сжатия. Вся структура очень похожа на тектоническую аккреционную призму, которая выделяется в зонах субдукции. Доказано, что тектонические напряжения и деформации являются все еще достаточно активными и что южные складчатые структуры полого надвинуты на современные и четвертичные отложения равнины Тераи.

Во время поздней гималайской фазы орогенеза, результатом которой явилось воздымание северного комплекса, был сформирован предгорный прогиб к югу от Гималайского хребта, где молассовые осадки формации Сивалик были отложены в континентальных условиях.

НИЗКИЕ ГИМАЛАИ

Низкие Гималаи — широкий пояс высоких горных хребтов с долинами (внутренняя часть страны и район Махабхарат Лех), расположенный севернее Суб-Гималаяев и протягивающийся с юго-востока на северо-запад. В тектоническом отношении эта гряда на севере ограничена Главным центральным надвигом, а на юге отделена от площади развития отложений формации Сивалик Главным пограничным надвигом.

Низкие Гималаи в Непале представляют собой гигантскую толщу немых метаосадочных пород, вовлеченнную в сложную складчатость и перекрытую серией надвиговых пластин из кристаллических образований Высоких Гималаев. На основании литологических данных, характера метаморфизма и структурных связей пород в Низких Гималаях выделены следующие основные литотектонические подразделения (табл. 1, см. рис. 1).

Главный пограничный надвиг (МВТ). Главный пограничный надвиг — очень известная структура, вдоль которой пачки метаосадков и кристаллические пачки Низких Гималаев надвигались на площадь развития отложений формации Сивалик на юге. Этот надвиг простирается с востока на запад и имеет слабо синусоидальную форму, выгнутую по направлению к югу. В восточной части Непала надвиг имеет широтное простирание, а в западной части он изменяет свое простирание на запад-северо-западное—восток-юго-восточное. Главный пограничный надвиг был прослежен автором непрерывно от восточной границы до Аргаханчи [5–8]. Он разбит большим количеством сдвигов, по которым имело место смещение по простиранию. Имеется серия чешуйчатых надвигов, субпараллельных Главному пограничному надвигу; вдоль этих разрывов отмечаются современные движения. В западном Непале такой разрыв имеется в четвертичных осадках [12].

В районах Данг и Пиуттан в Западном Непале [4] и на площади Синдули [6] Главный пограничный надвиг представлен широкой зоной дробления, включающей породы формаций Сивалик и Низких Гималаев, где обычны штрихованные поверхности и мILONITИЗИРОВАНИЕ пород. В регионе, расположенном южнее Катманду, Главный пограничный надвиг совпадает с фронтом тектонического покрова кристаллических пород, т.е. с Главным центральным надвигом.

Главный пограничный надвиг на большей части своей протяженности имеет крутое падение в северном направлении. Увеличение крутизны плоскости надвига может быть более поздним явлением. По представлениям Т. Хагена [34], Д. Штоклина [59] и французских геологов [48, 22], плоскость надвига на глубинах должна иметь очень пологое падение, а осадки формации Сивалик распространя-

Таблица 1

Литотектонические подразделения Низких Гималаев

Единица	Внешние Низкие Гималаи	Внутренние Низкие Гималаи
Кристаллическая (докембрий)	Комплекс Катманду (зона Фулчакки)	Комплекс Данделхура
Главный центральный надвиг Навакот	Надвиг Махбхарат Комплекс Навакот (очковые гнейсы Уллери, порфириоидные гнейсы свиты Барахакшетра)	Надвиг Чамлия Кварциты и филлиты группы Чейл (кварциты Банку)
Надвиг	Надвиг Чейл	Надвиг
Танзен (докембрий—палеозой—эоцен) (параавтохтон)	Формация Танзен Несогласие Верхняя Гондвана Несогласие (?) Известняки Махбхарат, аспидные сланцы Рири, кварциты и аспидные сланцы Канчикот, карбонаты Керабари, аспидные сланцы Уоллинг Главный пограничный надвиг	Известняки Махбхарат, аспидные сланцы Рири, кварциты и аспидные сланцы Канчикот, карбонаты Керабари, аспидные сланцы Уоллинг
Байтади (докембрий) (автохтон)		Карбонатный комплекс Байтади, аспидные сланцы Патан

няются далеко на север. Это подтверждается также тем фактом, что в отдельных местах Главный пограничный надвиг имеет достаточно пологое падение ($10\text{--}15^\circ$), как, например, в районах Тинау Хола [32], Пату Хола [4] и Барува Хола [5].

Поскольку Главный пограничный надвиг затрагивает самые молодые породы формации Сивалик (плиоцен-плейстоценового возраста), то очевидно, что надвигание вдоль этой плоскости является очень поздним явлением в эволюции Гималаев. Считается, что оно является значительно более поздним событием по сравнению с формированием Главного Центрального надвига [43, 22, 59].

Распределение микродеформаций Главного пограничного надвига имеет характер сжатия. Вся структура сравнима с тектонической аккреционной призмой, как это бывает свойственно площадям субдукции [48]. Величина сокращения объема коры вдоль Главного пограничного надвига неизвестна, поскольку осадки свиты Сивалик не обнаруживаются в тектонических окнах Низких Гималаев, но предполагается, что оно составляет примерно 20 км [59].

Единица Байтади (автохтон). Единица Байтади рассматривается в качестве автохтона в Низких Гималаях. Эта пачка состоит из докембрийских осадков, вовлеченных в сложное складкообразование и испытавших слабый метаморфизм. Они обнажаются в обширных тектонических окнах в районах Байтади, Байханга и Дарчула на крайнем западе Непала (см. рис. 1). Эта автохтонная единица представлена в основном двумя группами пород: аспидными сланцами Патан и карбонатами Байтади (рис. 3).

Аспидные сланцы Патан состоят из пурпурных, зеленых и темных аспидных сланцев, переслаивающихся с зелеными песчаниками, темными и белыми кварцитами. Косая и градационная слоистость указывают на локальную инверсию рассматриваемой последовательности. Сланцы Патан срезаны надвигом Сира в восточной части вблизи р. Сети [13].

Карбонатный комплекс Байтади, перекрывающий аспидные сланцы Патан с постепенным переходом, состоит из мощной толщи доломитов, известняков, аспидных сланцев и кварцитов. В этом комплексе установлено семь различных литологических пачек [15].

Отмечается тесная связь фосфатов и строматолитов, как, например, в докембрийских доломитах Ганголихат в Кумаоне [64]. Строматолиты рассматриваемой площади по своим морфологическим особенностям похожи на фосфатные строматолиты, принадлежащие к *Collenia columnaris* и *Baicalica baicalica*, которые аналогичны среднерифейским (1260–1000 млн. лет) строматолитам СССР [63].

Единицу Байтади можно коррелировать с автохтонной зоной Внутренних Низких

Гималаев: аспидные сланцы Патан в районе Кумауона похожи на породы группы Дамтха, а карбонаты Байтади идентичны породам группы Теджам на площади Питхарагарх-Теджам в районе Кумауона [65].

В структурном отношении зоны Байтади осложнены складчатостью, разрывами и локальной инверсией разрезов осадков. Пластины кристаллических пород перекрывают отложения единицы Байтади вдоль основных надвигов, имеющих направления от северо-западного—юго-восточного до запад-северо-западного—восток-юго-восточного. По-видимому, надвиговые пластины перемещались с севера на юг на расстояние более 80 км. Тектонические окна на площадях Байтади и Байханг характеризуются широкими антиформами и синформами, которые иногда бывают опрокинуты на юго-запад. Главные антиклинали и синклинали имеют либо широтное, либо северо-западно—юго-восточное направление и часто нарушены разрывами вдоль своих осевых зон. Реки Каланга и Чамлия текут вдоль разбитых разрывами осей антиклиналей, которые также рассечены более мощными поперечными и продольными разрывами (см. рис. 1,3).

Единица Танзен. Термин "единица Танзен" был введен Г. Фухсом и В. Франком [29] по названию г. Танзен в Западном Непале для отложений, похожих на отложения единицы Крол в районе Симлы в индийских Гималаях. Эта единица, ограниченная на юге Главным пограничным надвигом и надвигом верхней тектонической пластины единицы Навакот, выделяется в центральной части Западного Непала (см. рис. 1).

На этой площади проводилось много исследовательских работ. В работе П. Борде с соавторами [19] выделена непальская серия с различными входящими в ее состав формациями. Возраст этой серии по строматолитам был определен как докембрийский. В работе Г. Фухса и В. Франка [29], доказавших сходство подобных литоединиц с такими же единицами в Индии, возраст этих единиц определен как палеозойско-миоценовый. Группа пород Махабхарат имеет мезозойско-палеогеновый возраст [35]. Общие структуры этой единицы описаны Масклем [46].

Стратиграфия единицы Танзен весьма спорна вследствие недостатка ископаемых остатков, достаточно сложной складчатости и наличия сбросов, а также инверсии метаосадочных серий. Только самая верхняя часть разреза, свита Танзен, имеет ископаемые остатки и выделяется всеми геологами без каких-либо сомнений.

Г. Фухс и В. Франк [29] использовали для характеристики этой единицы всю терминологию, относящуюся к поясу Крол, и описали последовательность от аспидных сланцев Симлы до пачки Крол. Однако две зоны развития карбонатных пород, обнаруживающихся непосредственно севернее Главного пограничного надвига и далее к северу в Махабхаратском хребте, не идентичны и, следовательно, не могут быть объединены в формации Крол. К такому же заключению можно прийти после детального анализа структур. Г. Маскл [47] выполнил реконструкцию такой стратиграфической последовательности на основании детального структурного анализа. Он коррелирует строматолитовые доломиты и другие породы вплоть до районов Шали и Деобан, где известняки Махабхарат не входят в состав пачки Танзен. Из опыта, имеющегося для крайнего запада Непала, автор приходит к выводу, что залегающие в основании разреза темные аспидные сланцы и кварциты (аспидные сланцы Уоллинг) коррелируются с аспидными сланцами Патан и, следовательно, эквивалентны аспидным сланцам Симлы и Чандпуря. Строматолитовые доломиты идентичны карбонатам Байтади и, следовательно, эквивалентны карбонатам Деобан, Ганголихат и Теджам. Известняки Махабхарата отождествляются с формацией Крол, которая, в соответствии с представлениями Г. Маскла [47], несогласно перекрыта верхнегондванскими отложениями.

Синтезированная стратиграфическая колонка представлена в табл. 2, в которой показаны различные формации, слагающие единицу Танзен, и их литология. В табл. 2 также представлены предполагаемый возраст пород и предполагаемая корреляция с другими формациями и единицами.

Единица Танзен контактирует по надвигу с формацией Сивалик и вдоль всей ее южной границы (т.е. вдоль Главного пограничного надвига). Структура единицы отличается от структуры залегающих выше покровов, что позволяет сделать предположение об ее автохтонном характере. Основными структурами этой единицы являются синформы Танзен, Дабан и Суртибанг и антиформы Приутхан—Рири и Бари Гад (см. рис. 1).

Детальный анализ структур показывает, что часть больших деформаций антиформ имеет направление осей северо-северо-восточное—юго-юго-западное, а более молодые

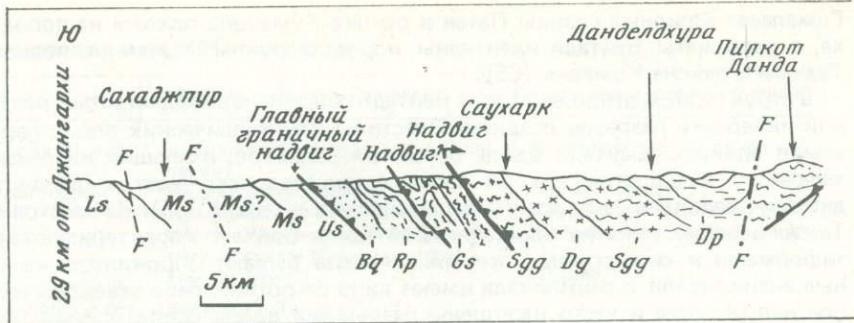


Рис. 3. Геологический разрез крайнего запада Непала

LS – нижняя часть формации Сивалик; MS – средняя часть формации Сивалик; US – верхняя часть формации Сивалик; единица Навакот: Bq – кварциты Будар; Rp – филлиты Рупасканы; Gs – сланцы Джайра; кристаллическая единица Данделхура: Sgg – гранито-гнейсы Саухарк; Dg – граниты Данделхура; Dp – филлиты Данделхура; Ps – аспидные сланцы Патан; BC – карбонаты Байтади; Bq – кварциты Банку; Psh – сланцы Парчеми; Cr – филлиты Чайнпур

структуры представляют собой обширные антиформы и синформы с осями, имеющими направление запад-северо-западное–восток-юго-восточное. Самые древние фазы включают региональный кливаж и связанные с ним изоклинальные складки. Вторая фаза характеризуется наличием обращенных на север складок с осями, ориентированными под углами от 80 до 100°С. Современные деформации сформировали основные антиклинали и синклинали [47].

Единица Навакот. Эта единица соответствует покрову Навакот, описанному в работе Т. Хагена [34], покрову Чейл, описанному в работе Г. Фухса и В. Франка [29], и комплексу Навакот, выделенному Д. Штоклиным и К. Бхаттараи [60]. Единица Навакот отделена от единицы Танзен надвигом Чейл, а от третичной зоны Сивалик – Главным пограничным надвигом. На севере единица Навакот ограничивается Главным центральным надвигом или его эквивалентами (см. рис. 1).

Группа пород Навакот обнажается также в тектонических окнах Тапледжунг, Чайнпур и Охалдунга. Во внешних частях Низких Гималаев она состоит из порфириодных гранитов и гранито-гнейсов, эквивалентных породам надвига Рамгарх, описанным в работе К. Вальдия [65]. Единица Рамгарх входит в состав ортогнейсовой толщи Чейл [30]. Эти порфировые гнейсы детально описаны автором в статье, посвященной геологии трассы дороги Дхангархи–Данделхура [12].

Другой существенной особенностью единицы Навакот является наличие очковых гнейсов, которые впервые были так названы в Центральном Непале французскими геологами [53] в районе Уллери. Эти гнейсы можно проследить в непрерывных обнажениях с востока на запад (см. рис. 1, 4).

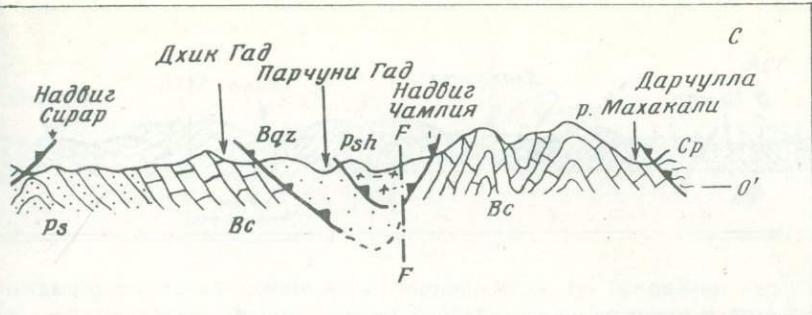
Фации единицы Навакот внутренних или внешних частей низких Гималаев не поддаются четкой дифференциации. Однако кварциты и филлиты типа Чейл в автохтонной зоне Байтади или кварциты на площади Барикот являются достаточно определенными.

Еще одной характерной особенностью единицы Навакот является наличие в ее составе формации гондванского типа, впервые обнаруженной на юго-востоке Непала в районе р. Сапта Коши вблизи Барахакшетры [10].

Стратиграфия единицы Навакот детально представлена в работе Д. Штоклина и К. Бхаттараи [60], в которой описана центральная часть Низких Гималаев в районе Катманду (табл. 3). Эта стратиграфическая схема применима для всей площади; авторы включили в эту таблицу также формацию гондванского возраста (карбон–пермы).

Формация Барахакшетра, принадлежащая к гондванским образованиям, была обнаружена в юго-восточной части непальских Низких Гималаев [9, 10]. На юге она отделена от отложений свиты Сивалик Главным пограничным надвигом, а на севере имеет тектонический контакт с образованиями группы Навакот (см. рис. 4). В связи с разведкой фосфатных пород (см. рис. 1) эта свита была прослежена вдоль Главного пограничного надвига с востока на запад [5–8].

Базальная часть свиты имеет морское происхождение и содержит радиолярии, глаукониты и характеризуется почти синхронным с ее образованием проявлением вулканиз-



ма калиевого состава [11]. Ледниково-морские эпохи представлены галечниками глинами (рис. 5). Континентальный характер и регressive природа верхней части свиты подтверждается наличием дегритового материала, углей и ископаемых остатков растений. В углистых сланцах Такуре Хола содержатся *Schizoneura gondwanensis* Feist, принадлежащие флоре Damuda пермского возраста. На той же самой площади был найден растительный дебрис верхнекарбонового-нижнепермского возраста [39].

Формацию Бараахшетра можно сравнить с гондванскими образованиями Гималаев, а по характеру литостратиграфии она сходна со свитой, развитой на плоскости Дарджеллинг—Сикким [1].

Очковые гнейсы Уллери хорошо развиты в тектонических окнах Тампреджунг [3], Чайнпур и Охалдунга [22]. Далее к западу на отрезках верхних течений рек Тришули, Кали Гандаки и других рек, расположенных между ними, были обнаружены непрерывные обнажения этих пород [53]. Еще далее к западу они встречаются южнее Дхаулагири, Чуреи Химал и Канджироба Химал и в районе Мугу Карнали (см. рис. 1).

В результате детального изучения очковых гнейсов было установлено, что их распространение ограничено определенным литостратиграфическим уровнем. Их тектонический и метаморфический характер подобен характеру окружающих их пород. В районах Тампреджунг и Охалдунга автором также наблюдались контакты таких пород, сопро-

Таблица 2
Стратиграфия единицы Танзен

Предполагаемый возраст	Формация	Литология	Предполагаемая коррекция
Мезозой—эоцен	Танзен	Серый песчаник с красновато-коричневыми глинами и тонкозернистый черный нуммулитовый известняк Грязно-зеленый и серый глинистый песчаник и кварциты с моллюсками и растениями	Субатху (Дагшай)
Мезозой	Несогласие Верхнегондванские отложения Несогласие		Тал
Палеозой	Известники Махабхарат	Серые, до темных, аспидные сланцы, туффиты и растительные обломки	
	Аспидные сланцы Рири Кварциты и аспидные сланцы Канчикот	Темно-серые, до голубых, известники и доломиты, кварциты, строматолиты Светло-серые до темно-серых, аспидные сланцы, кремнистые известняки. Разноцветные аспидные сланцы, кварцитовый песчаник, аспидный сланец, конгломераты	Крол Блайни—Инфран-крол Нагтхат—Чандпур
Докембрий	Карбонаты Керабари (карбонаты Байтади) Аспидные сланцы Уоллинг (аспидные сланцы Патан)	Массивные кремнистые доломиты, строматолиты, кварциты Темные аспидные сланцы, серые пластинчатые аспидные сланцы и кварциты	Деобан—Шали—Ганголихат Аспидные сланцы Симлы



Рис. 4. Геологический разрез Восточного Непала

SW — формация Сивалик; B — формация Баракакшетра; Nu — единица Навакот; Ag — очковые гнейсы; CU — кристаллические пачки

Литологические единицы

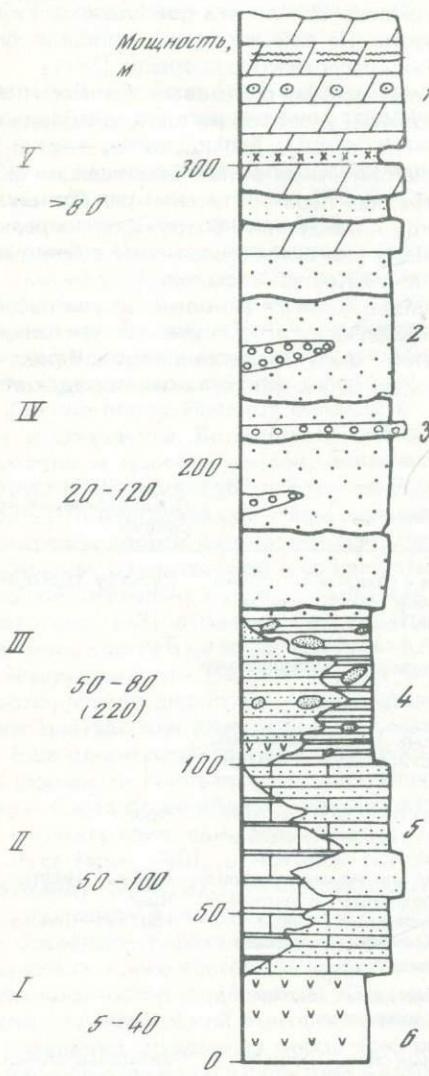
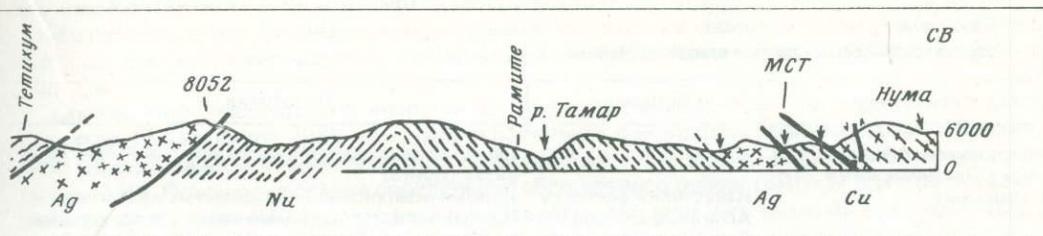


Рис. 5. Литостратиграфическая последовательность формации Баракакшетра (карбон—пермь)

1 — кремнистые доломиты со строматолитами; оолиты, арковые песчаники; кварциты и уголь; 2 — кварциты; линзообразные конгломераты, уголь (мощность 1 м, распространены на расстоянии 1–2 км); растительные ископаемые остатки; 3 — слой, содержащий Schizozonera gondwanensis Feist (район Такуре-Хола); 4 — галечниковые глины с галькой кварцитов, карбонатов, сланцев, гранитов и гнейсов; известняки, глинистые сланцы, конгломераты (район Марува-Какару Хола); 5 — известковые песчаники, слюдистые песчаники; доломитовые известняки с пурпурными и зелеными глинами (западный сектор); 6 — песчаники с вулканогенными элементами (туф); слои глинистых сланцев и алевролитов с радиоляриями



вождающиеся прогрессивным метаморфизмом. На основании характерных особенностей, перечисленных выше, можно сделать предположение о том, что происхождение очковых гнейсов связано с кислыми вулканогенно-осадочными породами [53, 22].

Определение абсолютного возраста по одному образцу очковых гнейсов из района Мева Хола [62] дает значение возраста 120 млн. лет (нижний мел). Аналогичные очковые гнейсы долины Тама-Сункоши характеризуются возрастом 131 млн. лет (нижний мел) [40]. Но очковые гнейсы района Уллери, по данным калий-argonового метода, характеризуются возрастом 53 млн. лет. Таким образом, относительно возраста очковых гнейсов не существует сколь-либо определенного значения.

Главный пограничный и Главный центральный надвиги являются основными надвигами, которые ограничивают структурное подразделение Навакот в Низких Гималаях. В районах Кмала и Багмати это подразделение весьма сокращено и кристаллические образования непосредственно перекрывают отложения свиты Сивалик (см. рис. 1).

Простирации основных структур характеризуются двумя направлениями. Поперечные структуры, такие, как антиклиналь Тамар, разорванная антиклиналь Арун и антиклиналь Дудх Коши и соответствующие им синклинали, имеют более или менее выдержанное меридиональное простиранье. Широтные структуры, такие, как разорванная антиклиналь Сункоши, синклиналь Махабхарат, антиклиниорий Горха, антиклиниорий Хиучила и т.п., имеют простиранье, примерно параллельное Гималаям, т.е. в северо-западном—юго-восточном направлении. В тектонических окнах обнаруживаются сводовые структуры (см. рис. 1). Поперечные простирания являются, по-видимому, более древними, характерными для докембрийских метаморфических пород; такие простирания выявляются также в пределах Индостанского щита [31]. Меридиональное простирание складок является, по-видимому, согласным направлению формирования надвигов [17]. Существование двух таких направлений иллюстрируется розами-диаграммами для площади Сун Коши—Дудх Коши [41].

Кристаллические образования. Кристаллические образования развиты на основной части Восточного Непала. Они надвинуты даже на отложения свиты Сивалик в районе Катманду. Небольшой останец кристаллинума отмечен в районе Кали Гандаки к югу от Баркота (см. рис. 1). Кристаллический покров Альмора в Кумаоне протягивается на восток, в районе Данделхура, Бхери и вплоть до района Иммрун Хола в округе Пиутхан в Центральном Непале. Небольшой останец тектонического покрова отмечается к северо-востоку от Джамлы. В крайней западной части Непала отмечается наличие останцов тектонических покровов Парчуни и Каланга. Кристаллические образования соответствуют надвигу Катманду Т. Хагена [34], мигматитам Низких Гималаев П. Борде [17], Непальскому надвигу Д. Реми [55], кристаллическому надвигу Г. Фухса и В. Франка [29], махабхаратским надвигам Д. Штоклина [59] и могут быть сопоставлены с альморскими кристаллическими образованиями Кумаона [65] и гнейсами Дард-желлинг Восточных Гималаев [1].

Все кристаллические покровы, встречающиеся в Низких Гималаях, ограничены надвигами и развиты в пределах широкой синформы. В районе Катманду в пределах тектонического моста Гозаикунда отмечается их непосредственное продолжение в корневую зону (кристаллический фундамент).

В Восточном Непале тектонические окна Тапленджунг, Чайнпур и Охалдунга обрамлены двумя зонами развития слюдистых сланцев, содержащих гранат, кианит и силлиманит и переходящих в мигматиты. Широко распространены известково-силикатные породы и мраморы с редкими пегматитовыми жилами. На разрезе (см. рис. 4) иллюстрируются литологический характер и положение очковых гнейсов, а также их соотношение с другими образованиями.

Таблица 3

Стратиграфический разрез единицы Навакот

Подгруппа	Формация	Литология
Верхняя часть группы Навакот (докембрий—палеозой)	Робанг	Серицитовые хлоритовые филлиты и белые кварциты (Дунга)
	Известняки Малекху	Доломитизированные кремнистые известняки
	Аспидные сланцы	Черные углистые аспидные сланцы с валунными слоями и с карбонатными прослоями
	Бенигхат Несогласие	
Нижняя часть группы Навакот (докембрий)	Доломиты Дхадинг	Кремнистые доломиты со строматолитами (<i>Chonophyton</i> , <i>Collenia</i>)
	Филлиты Дандагаон	Темные зеленоватые и красноватые филлиты
	Кварциты Фагфог	Белые кварциты
	Кунча Надвиг	Шероховатые филлитовые кварциты, песчаники и конгломераты

В районе Катманду кристаллические образования представлены комплексом Катманду, разделяемым на группы Бхимпхеди и Фулчауки [59, 60]. Этот район является единственным местом в Малых Гималаях, где сохранился палеозойский фрагмент тибетского Тетиса, охарактеризованный фаунистически. Песчаники формации Чандрагири группы Фулчауки содержат криноиды и эхинодермы, которые были отнесены к позднему ордовику [61]. Несколько восточнее перекрывающие образования формации Читланг содержат трилобиты силурийского возраста [18]. Вершины холмов Фулчауки в ядре синклиналии представлены известняком, содержащим девонские конодонты [33, 42] (см. рис. 2).

В центральной части Западного Непала кристаллические образования представлены в своей нижней части содержащими гранат кварц-биотитовыми сланцами и гнейсами. Вверх по разрезу они сменяются мигматитовыми гнейсами, содержащими известково-щелочные породы и мраморы. Гнейсы являются крупнозернистыми и содержат биотит, гранат и кианит. Вверх по разрезу кристаллические образования постепенно сменяются менее метаморфизованными песчаниками формации Дхаулагири зоны Тетиса. Во многих разрезах четко выражено ослабление степени метаморфизма вверх по разрезу.

Кристаллические образования, развитые в пределах надвиговых пластин или тектонических останцов, выделяются на крайнем западе Непала в виде кристаллических серий Данделхура, Парчуни и Каланга [12]. Кристаллическая серия Данделхура, коррелируемая с покровом Альмора, состоит из сланцев формации Саухарек и филлитов формации Данделхура (см. рис. 3). Останец тектонического покрова Парчуни, являющегося аналогом покрова Аскот, состоит из слюдистых сланцев, кварцитов и гнейсов. Кристаллическая серия Каланга является непосредственным продолжением кристаллической пластины Чиплахот Кумаона [65].

Среди кристаллических образований района Катманду выделяются шесть крупных гранитных тел, развитых на площадях Агра, Палунг, Ипа, Нарайян Хан, Тималданда и Синдухи Гархи (см. рис. 1). Наиболее типичны биотитовые граниты, а в более молодых образованиях — турмалиновые граниты. Граниты имеют интрузивный характер; кроме того, во вмещающих породах встречаются гранитоидные дайки. Для вмещающих пород характерно наличие ксенолитов. Часто отмечаются гранитизация, силицификация и проявление метасоматоза с развитием скарнов.

Большое количество гнейсов встречается среди кристаллических образований в Шеопури Лех к северу от Катманду и в районе Бхери. Эти гнейсы тесно связаны с биотитовыми и турмалиновыми гранитами. Основными процессами являются процессы мигматизации и гранитизации. Отмечены четыре главные разновидности гранитизации, к которым относятся, например, мигматизация, формирование порфиробластовых гнейсов, пластинчатых турмалиновых тел и более поздних пегматитовых жил [51].

Гранитное тело Данделхура, расположенное на крайнем западе Непала, было изучено в разрезе DDR [12]. Оно интрурировано в гранито-гнейсы формации Саухарк (см. рис. 3) и протягивается в северо-западном—юго-восточном направлении примерно на

65 км. Контакты резкие и падают в северо-восточном направлении. Слабо окрашенные, грубозернистые до среднезернистых граниты состоят из серicitизированных полевых шпатов, соссюритизированных плагиоклазов с графическим прорастанием кварца и биотита.

Определения абсолютного возраста К–Аг-методом указывают на пермский возраст гранитов Данделдхура (265 млн. лет) и среднеюрский возраст гранитов Агра (165 млн. лет) [62]. Граниты Палунг датируются возрастом 48 млн. лет [21] и 51 млн. лет (эоцен) [40]. Однако последние определения абсолютного возраста Rb–Sr-методом указывают на более древний возраст гранитов Палунг – 486 млн. лет (нижний ордовик) [50].

ВЫСОКИЕ ГИМАЛАИ

Непальские Высокие Гималаи, отделенные от Низких Гималаев Главным центральным надвигом, описываемым ниже, могут быть изучены в районах Эверест–Макалу, Мананг, Тхакхола (Мустанг) и в долине Лангу. Районы Тхакхола, Мананг и Макалу детально исследованы французскими геологами [17, 19, 20], а западные районы Дольпо и долины Лангу – австрийскими геологами [29].

Главный центральный надвиг (МСТ). Главный центральный надвиг – основной структурный элемент непальских Гималаев, который отделяет Низкие Гималаи и область развития отложений внутренней части страны от Высоких Гималаев и области развития отложений Тетиса. Главный центральный надвиг трассируется от востока до запада Непала. В Восточном Непале при достижении подножья холмов Махабхарат он разветвляется на две или три надвиговые зоны, в пределах которых перекрытие распространяется более чем на 100 км (см. рис. 1).

Главный центральный надвиг в соответствии с представлениями различных авторов играет различную роль. Согласно А. Пехеру [52], Главный центральный надвиг представляет собой широкую и сложную зону корового надвига. По Д. Штоклину [59], этот надвиг является зоной, которая разделяет менее метаморфизованные породы Низких Гималаев и мигматизированные гнейсовые породы Высоких Гималаев. Г. Фухс и В. Франк [29] выделяют два надвига кристаллических пород в основании Высоких и Низких Гималаев. С. Хашимото с соавторами [35] выделяют от двух до трех таких зон в восточной части Центрального Непала. Работы французских геологов показывают, что нижние зоны Главного центрального надвига принадлежат Низким Гималаям, если считать, что очковые гнейсы имеют вулканогенно-осадочное происхождение [43].

Согласно А. Пехеру [52], деформации вокруг Главного центрального надвига характеризуются скольжением по многим параллельным плоскостям. Фаза деформаций D1 выделяется только в осадочных сериях Тибета. Фаза D2 проявляется аналогично в центральной части страны и в кристаллическом фундаменте. Во время фазы D3 в зоне Главного центрального надвига имело место возобновление скольжения, что отмечается наличием зеркал скольжения и трещин. Современная геометрия надвига была сформирована в течение стадий D3 и D4. Основные микроструктуры связываются с деформациями стадии D2, которая знаменовала раскол Индийской плиты вдоль Главного центрального надвига.

Связь надвига с метаморфизмом может быть проиллюстрирована распределением типичных минералов и геотермальных условий. Анализ этих показателей свидетельствует о снижении степени метаморфизма в образованиях Низких Гималаев и о последовательном появлении биотита, граната, кианита, силлиманита по направлению к Тибету. Изограды метаморфизма, например для кианита и ставролита, составляют определенный угол с литологическими границами. Инверсия метаморфизма объясняется при использовании положений глобальной тектоники и термодинамических моделей [44].

Исследование микроструктуры свидетельствует о возрастании деформаций от обрывов центральной части страны по направлению к Тибетской пластине. Образование синдеформационных минералов связано с изменением ориентации Главного центрального надвига. Региональная ориентация сдвига показывает, что верхняя часть двигалась по направлению к югу.

Главный метаморфизм имеет третичный возраст (постэоценовый, миоценовый) и связан со второй фазой деформаций, точнее, с ее синхронной или постсинхронной стадиями. С метаморфизмом связаны гранитные интрузии и мигматизация. Возраст гра-

нитов Манаслу (28 млн. лет) близок ко времени надвигообразования, в том числе и формирования Главного центрального надвига.

Кристаллический фундамент. Лишенные фауны кристаллические породы называются кристаллофильными образованиями Тибетской плиты [19, 20] или кристаллическими покровами [28]; они подстилают тибетские отложения Тетиса, содержащие фауну.

В разрезе, протягивающемся от района Дана к району Дхумпи вдоль Кали Гандаки, кристаллические породы представлены четырьмя формациями.

К северу от района Дана плитчатые кварциты переслаиваются с гнейсами; мощность этой пачки, расположенной выше зоны развития кианитовых гнейсов, содержащих гранаты и слюды, составляет около 1400 м. Залегающие выше известковые гнейсы мощностью 200 м содержат гранаты и пироксены с тонкими прослойками мраморов; эта пачка прослеживается вплоть до поселка Гхаза. Перекрывающие по резкому контакту плитчатые гнейсы, имеющие мощность 1600 м, являются тонкозернистыми. Очковые гнейсы мощностью около 1000 м обнаружены около пос. Лете. Самая верхняя часть, как это наблюдается вблизи пос. Дхумпи, имеет резкий контакт с перекрывающими метаосадками и состоит из тонкозернистых гнейсов и известковых кристаллических сланцев мощностью 300 м. Детальный характер различных пород для районов Тхакхола и Ньи-Фанг рассматривается в работах П. Борде с соавторами [19, 20].

Однако такое подразделение кристаллического фундамента на регулярную последовательность формаций, трассируемых на большие расстояния, не выдерживается для района Дольпо [28]. В районе Эвереста кристаллический фундамент отождествляется с серией Барун, сложенной гнейсами и мигматитами [17].

Максимальная степень метаморфизма обнаружена в нижней части кристаллического фундамента. Присутствие пироксена, кианита и силлиманиита не проявляется в верхней части. В целом степень метаморфизма снижается до нуля от кристаллического фундамента до тибетских осадочных отложений. Аналогичное явление отмечается для района Дольпо, где кианит, силлиманит и ставролит широко развиты в гнейсах и мигматитах кристаллического фундамента.

Метаморфизм связан со структурным положением площади. Нижняя часть разреза характеризуется высокой степенью метаморфизма, что указывает на то, что она принадлежит к последней стадии главной тектонической фазы. Поздние, или посткинематические, биотиты, обнаруживаемые в верхней части разреза или в палеозойских образованиях, указывают на тот же самый факт.

Осадочные образования тибетского Тетиса и кристаллический фундамент представляют собой единое структурное подразделение и не разделяются какими-либо тектоническими нарушениями. Однако тектонический облик этих двух толщ различен. Образования кристаллического фундамента подвергались глубокому погребению с проявлениями метаморфизма амфиболитовых фаций. Основные движения имели юго-западное направление.

В районе Ньи-Фанг были выделены три различные фазы деформаций, две из которых характеризовались изоклинальным типом [20]. Не было установлено наличия каких-либо тектонических перерывов в пределах кристаллических образований Тибетской плиты, которая играла роль инфраструктуры в Тибетской области во время гималайского орогенеза.

Возраст образования кристаллических пород не установлен, но он более молодой, чем возраст известняков свиты Нилгири, относящейся к среднему ордовику (см. ссылку на работу [Colchen, 1971] в работе [19]).

Тибетские осадочные отложения Тетиса. Тибетская плита с метаморфическим фундаментом гряды Большых Гималаев содержит мощную осадочную толщу, называемую тибетскими осадочными отложениями Тетиса, или тибетскими сериями [19, 20], сложенными образованиями, имеющими возраст от нижнего ордовика до среднего мела. Кристаллические породы фундамента постепенно переходят в вышележащие палеозой-mezозойские образования без каких-либо тектонических нарушений. Такие же соотношения наблюдаются к северу и югу от синклиниория Дольпо [28].

Палеозойские формации. Палеозойские формации широко распространены вокруг районов Дхаулагири и Нилгири на юге, а также к западу от впадины Тхакхола вплоть до района Дольпо. Однако к востоку от района Ньи-Фанг нижнепалеозойские образования сильно метаморфизованы и только нижнедевонские отложения охарактеризова-

Возраст	Формация	Питотология
600	Р Тхини Чу	Песчаники, глинистые и аспидные сланцы
4500	С Тиличо Лейк Д Тиличо Ласс	Глинистые и массивные известняки
3000	Дарк Кварциты северного склона	Песчаники, аспидные сланцы, перекристаллизованные доломиты, песчаники и глинистые сланцы
0	Нилгири	Массивные известняки с глинистыми горизонтами
Е	Лардженг	Массивные метаморфизованные известняки

Рис. 6. Стратиграфия палеозойских образований района Тхакхола, по данным работы [Colchen, 1971]

ны палеонтологически. Возможна корреляция нижнепалеозойских отложений на основе литофациального анализа от западных до восточных районов страны.

Полный разрез палеозойских образований может быть рассмотрен вдоль течения р. Кали Гандаки, что представлено на рис. 6 (по данным работы [Colchen, 1971] из работы [19]).

В качестве вывода, касающегося палеозойского времени, следует отметить, что палеозойское осадконакопление в районе Тхакхола имеет эпиконтинентальный характер, за исключением проявления пелагического осадконакопления в силуре и позднем девоне. Кроме того, отмечаются фашиальные изменения в характере осадконакопления по сравнению с характером осадконакопления в районе Дольпо, изученном Г. Фухсом [27, 28].

Фашиальные изменения в палеозойских образованиях, особенно в силуре и девоне, в пределах Высоких Гималаев от Центрального Непала до района Спити выражаются в отчетливом обмелении фаций по направлению к западу. Орогенные движения в непальских Высоких Гималаях в палеозойское время, за исключением эпейрогенических движений с максимальной амплитудой, западнее района Дольпо и купола Нар не установлены.

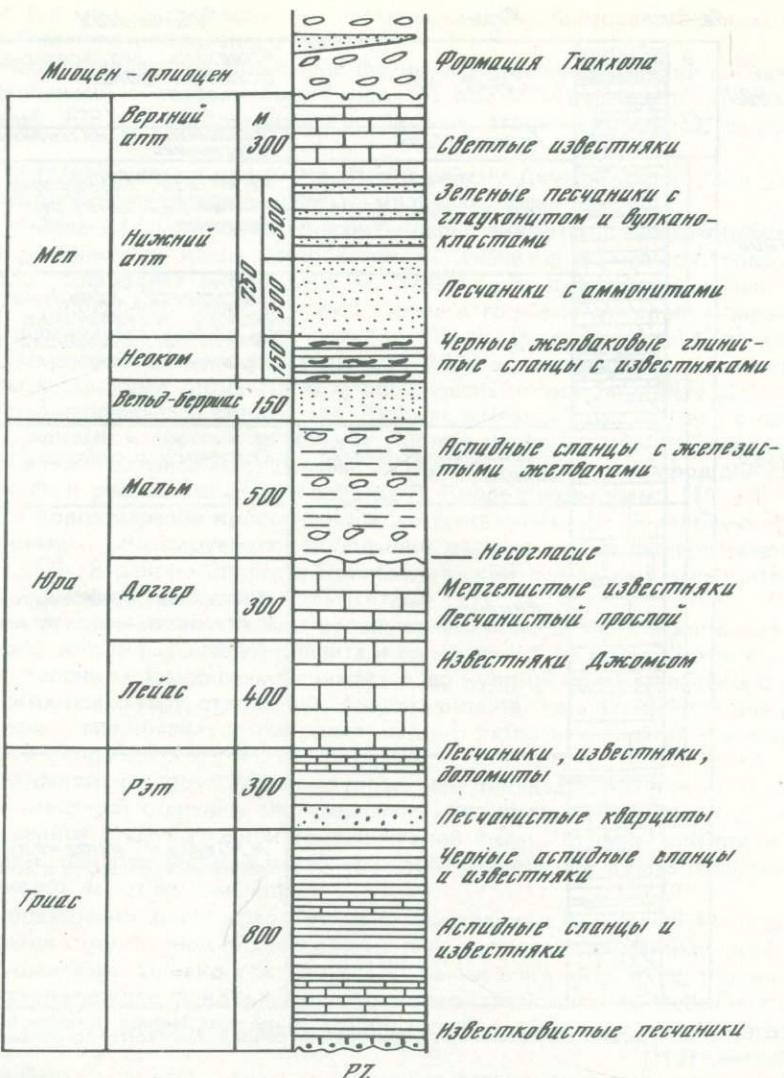


Рис. 7. Синтетический разрез мезозойских образований района Тхакхола, из работы [Bordet et al., 1971]

Мезозойские образования имеют согласное залегание с подстилающими их палеозойскими образованиями, так как трансгрессивные триасовые отложения перекрывают маломощные осадки с редкой фауной поздней перми в районе Тхакхола. В этом районе предполагается наличие дотриасовой эрозии и изменения пород, тогда как на площади Ны-Фанг переход от пермских пород к триасовым непрерывен.

Мезозойские образования обнажаются к северу от района Тхини Хола в местах, покрытых ледниками и речными осадками. Их обнажения встречаются также в горах Дангара в ядрах синклиналей. Они также хорошо развиты севернее оз. Тилико и продолжаются по направлению к Манангу. Различные мезозойские образования представлены на рис. 7 в соответствии с данными работы [Colchen, 1971], цитируемой из работы [19].

В заключение следует отметить, что мезозойские образования отличаются мощностью и обилием обломочного материала. В течение позднего келловея и раннего оксфорда отмечается существенный перерыв в морском осадконакоплении, который маркируется развитием континентальных формаций.

Тектоника района Тхакхола характеризуется системой складок с осьями, имеющими северо-западное—юго-восточное направление, и системой разрывов, имеющих направле-

ние, близкое к направлению северо-восток—юго-запад. Главная опрокинутая складка, ориентированная на север, имеет сохранившееся перевернутое крыло, которое сложено известняками Нилгири и Ларджунга. Синклинальные структуры Тукуче и Марфа включают палеозойские образования (см. рис. 68 в работе [19]).

Большой Тхакхольский сброс протягивается параллельно р. Кали Гандаки и приводит в соприкосновение палеозойские и юрские образования на юге или третичные образования на севере. Наблюдаемые различные структуры в районе Тхакхола продолжаются в западном направлении в район Дольпо почти на 60 км, как, например, складка Дхаулагири [27, 28].

Тектонические движения, наблюдавшиеся в районе Тхакхола, характерны для непальских Высоких Гималаев и происходили главным образом в двух направлениях: с юга на север и с севера на юг. В непальских Гималаях имеют место четыре основные фазы деформаций, как это наблюдается на площади Ны-Фанг [20]. Результатом первой фазы деформаций являются простые или концентрические складки, опрокинутые либо на север, либо на юг, а результатом второй фазы является возникновение угловатых складок, направленных на юг. Третья фаза деформаций влияет на складчатость ранее образованных структур, а четвертая фаза привела к формированию меридиональной и субмеридиональной трещинной сланцеватости и разрывов.

Возраст складчатости можно определить по наличию синорогенных и посторогенных впадин, на основании изучения гранитных интрузий (середина третичного времени) и формирования красноцветных отложений в районе Тхакхола (миоцен—плиоцен).

Граниты Высоких Гималаев. Граниты являются преобладающими породами в Высоких Гималаях Непала на всем протяжении страны с востока на запад; они обнажаются в районе Канченджунга, на Эвересте и на площадях Макалу, Манаслу, Мустанг и Мугу Карнали (см. рис. 1). Гранитные тела более или менее непрерывны и обладают многими сходными характеристиками своего состава. Граниты Высоких Гималаев синхронны по времени своего формирования, которое связывается с эпохой альпийского орогенеза (третичное время).

На площади Эвереста граниты группы Макалу представлены лейкократовыми гранитами. Их контакт с вмещающими породами резкий и маркируется пегматитовыми жилами. Граниты Макалу интрудированы в темные гнейсы и образования серии Эверест [17]. Граниты являются инъектированными, на что указывает их структура. Вмещающие породы подвергнуты интенсивному растрескиванию и разрушению после стадии метаморфизма. Таким образом, внедрение гранитов имело место после окончания гималайской тектонической фазы.

Граниты Манаслу обнажаются севернее горной гряды Аннапурна в центральной части непальских Высоких Гималаев. Считается, что эти граниты являются альпийскими (возраст 15 млн. лет в соответствии с работой [Krummenacher, 1971], цитируемой по работе [19]), т.е. посттектоническими [31] или от поздне- до посттектонических [27].

Основное тело гранитов Манаслу сложено лейкократовыми гранитами с объемом окрашенных минералов до 4%. Особенности химического состава гранитов Манаслу подобны особенностям химического состава лейкократовых гранитов Макалу, Апи и Бадринатх [43]. Расплав лейкократовых гранитов формировался за счет подстилающих мигматитов Тибетской плиты, а их внедрение произошло за счет воздействия тектонических процессов [43].

Граниты Мугу, обнажающиеся в верхнем течении р. Карнали (р. Гогры), характеризуются постепенным переходом от мигматитов к гранито-гнейсам и к гранитам, как это отмечается в долине Мугу [28]. Они обусловили мигматизацию вмещающих пород.

В центральной части Гималайской горной гряды, расположенной в Непале, выделяются три структурные зоны: Сивалик (третичная зона), Низких Гималаев и Высоких Гималаев. Ниже даны общие заключения, касающиеся этих подразделений, с позиций региональной корреляции и общей эволюции Гималаев с рассмотрением сопутствующих проблем.

Высокие Гималаи. Тибетская плита характеризуется наличием моноклинальных структур, состоящих из метаморфических пород, формирующих кристаллический фундамент Высоких Гималаев и перекрытых складчатыми структурами. Образования тибетского Тетиса мощностью 20 000 м были отложены без сколько-либо значительных перерывов. Тибетская зона рассматривается французскими геологами [19, 20] как край платформы (зона развития эпиконтинентальных фаций), а австрийские геологи

[27, 28] считают Тибетскую зону миогеосинклиналью с типичными впадинными формами.

В непальских Гималаях наблюдаются заметные различия между образованиями Низких Гималаев и осадками Большого Тибета, которые могут быть следствием разделения этих регионов спорным барьером Гималайского хребта [27], но наличие такого хребта отрицается в работе Д. Бассуле с соавторами [16].

Низкие Гималаи. В Низких Гималаях Непала можно выделить единицы Байтади, Танзен и Навакот. Единицы Байтади с аспидными сланцами Патан и карбонатным комплексом Байтади – прямое продолжение образований групп Дамфа и Теджам, которые коррелируются с аспидными сланцами Симлы и строматолитовыми карбонатными пачками Деобан-Теджам соответственно. Предполагается, что единица Байтади является докембрийской автохтонной зоной.

На основании современного детального анализа структуры единицы Танзен предполагается, что ее нижняя часть (аспидные сланцы Патан и карбонатный комплекс Байтади), по-видимому, также является автохтоном; последний перекрывается аспидными сланцами, кварцитами Канчикот, сланцами Рири и известняками Махабхарат, которые коррелируются с Чандпур-Кролским разрезом Индии. Возраст известняков Махабхарат до сих пор не определен, но, по-видимому, эти известняки относятся к верхнему палеозою. Вслед за известняками Махабхарат вверх по разрезу залегают верхнегондванские отложения и осадки формации Танзен, возраст которых на основании ископаемых остатков определен как мезозой-кайнозойский.

Формация Барахакшетра с галечниковыми сланцами (валунный пласт или тилллиты), которая имеет каменноугольно-пермский возраст, является верхней частью единицы Навакот, которая по своим литостратиграфическим особенностям похожа на галечниковый аспидный сланец Ранжит на площади Дарджеллинг-Сикким и коррелируется с валунными слоями Блейни в Индии. Огромные мощности формации Навакот (до 10 000 м) и отсутствие или незначительное количество метаморфизованных пород в ее пределах делают ее похожей на образования, развитые в покрове Чейл [29]. Кварциты Чейл с амфиболитовыми прослоями и линзами (кварциты Беринга) обнаружены в западной и в крайней западной частях Непала. Очковые гнейсы (Уллери) непрерывно прослеживаются в этой единице с запада на восток, что позволяет считать это время в Низких Гималаях эпохой седиментации вулканогенно-осадочного типа.

Кристаллические покровы, надвинутые на единицу Навакот, в Восточном Непале распространены до Главного пограничного надвига, т.е. на расстояние более 100 км. В кристаллическом клиппе синклинали Катманду, слои которой датируются возрастом от ордовика до девона, сохранился элемент Тетиса (формация Фулчауки).

Главный центральный надвиг, прослеживаемый с востока на запад, рассматривается в качестве основной структурной зоны, вдоль которой метаморфизованные породы Высоких Гималаев были надвинуты на Низкие Гималаи. Предполагается, что Главный центральный надвиг развивался в результате непрерывного направленного на север движения Индийской плиты, которое, вероятно, имело место в олигоценовое время. Предполагается, что граниты Высоких Гималаев (Макалу, Манаслу, возраст 28 млн. лет) являются более молодыми и связаны с движениями вдоль Главного центрального надвига.

Отложения свиты Сивалик. Перемещения тектонических покровов в Низких Гималаях – результат проявления миоценовой фазы движений, под воздействием которых сформировался краевой прогиб, заполнившийся в миоцен-плиоценовое время осадками молассового типа формации Сивалик. В плейстоценовое время породы зоны Сивалик были смяты в складки и тектонически перекрыты породами Низких Гималаев вдоль Главного пограничного надвига.

В четвертичное время и вплоть до настоящего времени межгорные долины (Катманду, Похра, Мустанг) и обширная Индо-Гангская равнина покрылись континентальными осадками. Была сформирована гидрографическая сеть. Позднее четвертичные осадки также подвергались продолжающимся деформациям.

Различные литотектонические единицы западной и крайней западной частей Непала можно непосредственно продолжить в Кумаон и Восточные Гималаи соответственно, где (как и в центральной части Непала) типично присутствие тетических элементов (фрагментов тетических отложений).

ЛИТЕРАТУРА

1. Acharyaya S.K. Stratigraphy and structure of the frontal zone of Darjeeling Western Duars area with special reference to the Gondwana sediments: Dr. Sc. Thesis/ Univ. Calcutta. Calcutta, 1973. 193 p.
2. Auden J.B. Traverses in the Himalaya. — Rec. Geol. Surv. Ind., 1935, vol. 69, p. 123–167.
3. Beshayal R.P. Geology of Taplejung Area. — In: Unpubl. Rep. Nepal Geol. Surv. Kathmandu, 1970, p. 29.
4. Beshayal R.P. Geology of Dang-Sallyan area. — In: Unpubl. Res. Nepal Geol. Surv. Kathmandu, 1972, p. 38.
5. Beshayal R.P. Report on the geology of phosphorite basin of Barahakshetra-Tangsar area. — In: Unpubl. Rep. Nepal Geol. Surv. Kathmandu, 1973, p. 56.
6. Beshayal R.P. Report on the geology of the phosphorite basin of Tangsr (Sindhuli Madi) — Hitaura area. — In: Unpubl. Rep. Nepal Geol. Surv. Kathmandu, 1974, p. 34.
7. Beshayal R.P. Report on the phosphorite rocks of South-Eastern Nepal. — In: Unpubl. Rep. Nepal Geol. Surv. Kathmandu, 1975, p. 29.
8. Beshayal R.P. Geological report on phosphorite and coal occurrences along the Main Boundary Fault from Arga Khanchi to Hitaura area. — In: Unpubl. Rep. Nepal Geol. Surv. Kathmandu, 1976, p. 16.
9. Beshayal R.P. Les Niveaux phosphates du Bas Himalaya au S.E. Nepal: Dr. Thesis/ Curie univ. P., 1978. 205 p.
10. Beshayal R.P. Gondwana type for Formation with phosphatic rocks in S.E. Nepal. — J. Geol. Soc. India, 1980, vol. 21, N 10, p. 484–491.
11. Beshayal R.P. Potassic volcanics from the Permo-Carboniferous Nepal Himalayas. — Mem. Geol. Soc. India, 1980, vol. 3, p. 472–474.
12. Beshayal R.P. Geology of Dhangarhi-Dandeldhura road and its regional significance. — J. Nepal. Geol. Soc., 1981, vol. 1, p. 15–28.
13. Beshayal R.P. Stromatolitic phosphorites of Far Western Nepal. — J. Nepal. Geol. Soc., 1982, vol. 2, N 1, p. 1–8.
14. Beshayal R.P. Geological framework of Far Western Nepal. — In: 12th Himalayan Geol. Seminar, WIHG, Dehradun, India. Dehradun, 1982.
15. Beshayal R.P., Subedi D.N. Stromatolitic phosphorites of Baitadi district. — In: Unpubl. Rep. Dep. Mines and Geol. Kathmandu, 1982, p. 15.
16. Bassoulet J.P., Colchen M., Mouterde R. Esquisse paleogeographique et essai sur l'évolution géodynamique de l'Himalaya. — Mém. Soc. géol. France, 1977, N 8, p. 213–234.
17. Bordet P. Research géologiques dans l'Himalaya du Nepal, région du Makalu. P.: CNRS, 1961. 275 p.
18. Bordet P., Cavel J., Pillet J. La faune Silurienne de Phulchauki Pres de Kathmandu Central Himalaya du Nepal. — Bull. Soc. géol. France, 1960, vol. 7, N 9, p. 883–896.
19. Bordet P., Colchen M., Krummenacher D. et al. Researches géologiques dans l'Himalaya du Nepal, Région de la Thakkola. P.: CNRS, 1971. 279 p.
20. Bordet P., Colchen M., Le Fort P. Researches géologiques dans l'Himalaya du Nepal, Région du Nyi-Shang. P.: CNRS, 1975. 138 p.
21. Bordet P., Krummenacher D., Mouterde R., Remy M. Sur la géochronométrie par la méthode K/Ar des séries affleurantes dans la vallée de la Kali Gandaki (Népal Central). — C. r. Acad. sci., 1965, vol. 260, p. 6409–6411.
22. Brunel M., Andrieux J. Microtectonics and deformation mechanism related to the main central thrust (M.C.T.) in the eastern Nepal Himalaya. — In: Coll. Ecol. Geol. Him. P.: CNRS, 1976, N 29, p. 34–45.
23. Fort M. Les formations quaternaire lacustres de la Basse Thakkola (Himalaya du Népal) intérêt Paléogeographique, néotectonique et chronologie. — C.r. Acad. sci., 1980, vol. 290, p. 17–30.
24. Forn M., Gupta V.J. Plio-Pleistocene Midland Himalayan basins of Kathmandu, Pokhara and Kashmir. — Proc. Neg. Quat. Bound. Field Conf., Kathmandu, 1981, p. 37–43.
25. Fort M., Freyret P. L'évolution sédimentaire récente du bassin intramontagnard de Pokhara (Himalaya, Centre Ouest Népal). — C.R. Acad. sci., 1979, vol. 289, p. 144–165.
26. Fort M., Freyret P., Colchen M. Structural and sedimentological evolution of the Thakkola Mustan Graben (Népal Himalayas). — Ztschr. Geomorphol. N.F., 1981, Bd. 42, Suppl., S. 75–98.
27. Fuchs G. Zum Bau des Himalaya. — Österr. Akad. wiss. natur. Kl., 1967, Bd. 113, S. 1–211.
28. Fuchs G. The geology of Karnali and Dolpa regions, Western Nepal. — Jb. Geol. Bundesanst., 1977, Bd. 120, N 2, S. 165–217.
29. Fuchs G., Frank W. The geology of West Nepal between the rivers Kali Gandaki and Thulo Bheri. — Jb. Geol. Bundesanst., 1970, Bd. 18, S. 1–103.
30. Fuchs G., Sihna A.K. The tectonics of the Garhwal-Kumaun Lesser Himalaya. — Jb. Geol. Bundesanst., 1978, Bd. 121, N 2, S. 219–241.
31. Gansser A. Geology of the Himalayas. L. etc.: J. Wiley and Sons, 1964. 289 p.
32. Glennie K.W., Zeigler M.A. The Siwalik formation in Nepal. — In: 22nd Intern. Geol. Congr. Delhi, 1964, vol. 15, p. 82–95.
33. Gupta V.J. Upper Devonian conodonts from Phulchauki, Nepal. — Himalayan Geol., 1975, vol. 5, p. 153–168.
34. Hagen T. Report on the geological survey of Nepal. Vol. 1. Preliminary reconnaissance. — Denkschr. Schweiz. Nat. Ges., 1969, Bd. 86/1, S. 185.
35. Hashimoto S., Ohta Y., Akiba C. Geology of Nepal Himalaya. Saikou: Publ. Co, 1973. 286 p.
36. Herail G., Maxcle G. Les Siwaliks du Népal Central: Structure et geomorphologie d'un piedmont en cours de déformation. — Bull. Assoc. géogr. franç., 1980, N 471, p. 81–98.
37. Kayastha N.B. Geology of Nepalganj and Surkhet area, Western Nepal. — In: Unpubl. Rep. Nepal Geol. Surv. Kathmandu, 1970.
38. Kayastha N.B. Stratigraphic correlation between sedimentary basins of the ESCAP regions. — Miner. Resour. Develop. Ser., 1982, vol. 3, N 48, p. 113–114.
39. Kazitsyn Y. Drevnie fosfority Nepalskiikh Gimalaev (in russ.). — Dokl. Akad. Nauk. SSSR, 1973, vol. 212, N 5, p. 1184–1187.
40. Khan R.H., Tater J.M. Radiometric dates of some nepalese rocks. — In: H.M.G. Nepal Geol. Surv. Kathmandu, 1970, p. 6.
41. Krummenacher D. Géologie et petrographie

- des nappes de Kathmandu et de Nawakot, et de la serie de Khumbu dans l'est du Nepal. — Bull. Suisse Miner. Petr., 1967, vol. 47/2, p. 855—871.
42. Kumar R., Gupta V.J. Stratigraphy of Nepal Himalaya. — Conten. Geosci. Res. Him., 1981, vol. 1, p. 161—176.
43. Le Fort P. Himalayas: The collided range, present knowledge of the continental arc. — Amer. J. Sci., 1975, vol. 275-A, p. 1—44.
44. Le Fort P. A thermal model of intracontinental subduction. Explanation of the Himalayan inverted metamorphism. — In: Coll. intern. Geotec. Orogen. Kashmir Him. Karakorum-Hindu Kush—Pamir. Roma, 1976, p. 209—213.
45. Le Fort P. Manaslu leucogranite: A collision signature of the Himalaya, a model for its genesis and emplacement. — J. Geophys. Res., 1981, vol. 86, N B 11, p. 10545—10568.
46. Mascle G.H. Structure du Mahabharat au meridien de Lumbini (Himalaya du Nepal central). — C.r. Soc. géol. France, 1976, p. 279—281.
47. Mascle G.H. Tentative reconstruction of stratigraphy of the midlands in Central Nepal in the light of structural analysis. — In: Stratigr. corr. Less. Him. Fms. Delhi: Hindusthan Publ. Corp., 1980, p. 191—197.
48. Mascle G.H., Héral G. Les Siwaliks: le prisme d'accrétion tectonique associe à la subduction intracontinentale himalayenne. — Geol. Alpine, 1982, t. 58, p. 95—103.
49. Medlicot H.B. Note on the geology of Nepal. — Rec. Geol. Surv. Ind., 1875, vol. 8, N 4, p. 93—101.
50. Mitchell A.H.G., Bhandary A.N., Jnawali B.M. et al. Himalayan Napes in and adjacent to Central Nepal. — J. Nepal Geol. Soc., 1982, vol. 2(1), p. 16—23.
51. Nadgir B.B. Report on geological mapping in Sheopuri-Gosaikund area, Nuwakot and Katmandu Valley districts, Nepal. Delhi, 1973. 49 p. (Geol. Surv. India: Unpubl. rep.).
52. Pecher A. Geology of Nepal Himalaya: Deformation and petrography in the main central thrust zone. — In: Colloq. Intern. CNRS N 268, Rcol. et geol. Himalaya. P., 1976.
53. Pecher A., Le Fort P. Origin and significance of the Lesser Himalaya augen gneiss. — Colloq. Intern. CNRS, N 268, Ecol. et géologie Himalaya. P., 1976.
54. Rangarao A. Geology of Siwalik and Mahabharat ranges between Koilabas and Jhimjhima in Western Nepal. — Unpubl. Report ONGG. Dehradun, India, 1962.
55. Remy J.M. Geology of Nepal West of Nepal Himalaya. P.: CNRS, 1975. 72 p.
56. Remy J.M. Structure de la Tamar, est du Nepal, Himalaya. — C.r. Acad. sci. D, 1978, t. 286, p. 1495—1498.
57. Sharma C.K. Geology of Nepal. Calcutta, 1973. 189 p.
58. Sharma C.K. Geotectonics of the Kathmandu block. — J. Nepal Geol. Soc., 1981, vol. 1, N 2, p. 44—49.
59. Stocklin J. Geology of Nepal and its regional frame. — J. Geol. Soc. London, 1980, vol. 137, p. 1—34.
60. Stocklin J., Bhattacharai K. Geology of Kathmandu area and Central Mahabharat Range, Nepal Himalaya. Katmandu: HMG/UNDP, Dep. Mines and Geol., 1977.
61. Stocklin J., Termier G., Bhattacharai K. A propos de roches fossiliferous de Chandragiri (Mahabharat, Himalaya du Nepal). — Bull. Soc. géol. France, Ser. 7, 1977, vol. 19(2), p. 367—373.
62. Talalov V. Geology and ores of Nepal. Unpubl. Rep. Nepal Geol. Surv.: vol. 4. Kathmandu, 1972.
63. Valdiya K.S. Stromatolites of the Lesser Himalayan carbonate formations and the Vindhyan. — J. Geol. Soc. India, 1969, vol. 10(1), p. 1—25.
64. Valdiya K.S. Origin of phosphorite of the Late Precambrian Gangolihat dolomites of Pithoragarh, Kumaun Himalayan, India. — Sedimentology, 1972, vol. 19, p. 115—128.
65. Valdiya K.S. Geology of Kumaun Lesser Himalaya. Dehradun, 1980. 291 p.
66. West R.M., Munthe J. Neogene vertebrate paleontology and stratigraphy of Nepal. — J. Nepal Geol. Soc., 1981, vol. 1(1), p. 1.

УДК 551.24 (510)

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ТЕТИС-ГИМАЛАЕВ В КИТАЕ

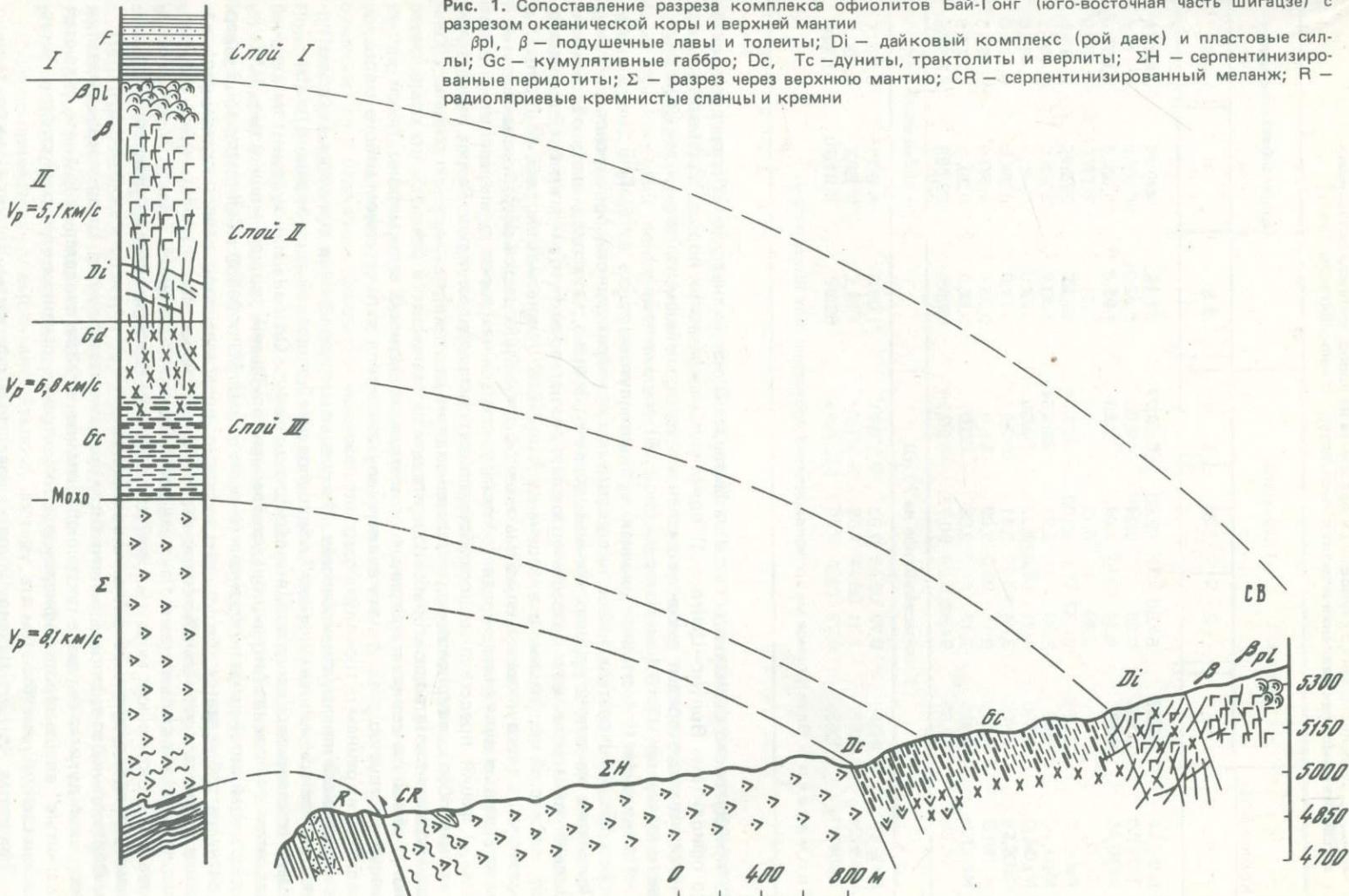
ШИАО ШУЧАНЧ, ГАО ЯНЛИН

Институт геологии, Китайская Академия
геологических наук, Пекин, КНР

В настоящей работе рассматриваются некоторые новые наблюдения в районе шовной зоны Ярлунг-Цангпо (р. Цангпо) и на прилегающих территориях, выполненные в последние годы. На основе этих данных проводится дальнейшее обсуждение проблемы северной границы Гондваны с обзором тектонического развития Восточного Тетиса.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ШОВНОЙ ЗОНЕ ЯРЛУНГ-ЦАНГПО И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНАХ

Всесторонние исследования, предпринятые в последние годы, показали, что шовная зона Ярлунг-Цангпо и прилегающие к ней районы характеризуются сложной тектонической структурой, образуя древнюю островодужную систему (дуга—желоб), состоящую с севера на юг из: 1) Гангдисской известково-щелочной вулкано-плутонической дуги;



Анализы стильпномелана, глаукофана и лавсонита из пород, метаморфизованных в условиях высоких давлений и низких температур (Южное Шигацзе, Тибет)

Компоненты	Глаукофан					Стильпномелан	
	1	2	3	4	5	1	2
SiO ₂	49,92	51,50	49,96	52,27	54,16	44,60	44,40
TiO ₂	2,18	0,06	0,34	0,06	0,03	0,02	
Al ₂ O ₃	1,54	4,34	3,04	2,55	1,91	5,65	5,65
Cr ₂ O ₃		0,44	0,12		0,01	0,07	0,06
FeO	22,77	21,32	22,03	22,04	18,75	32,37	31,83
MgO	8,98	9,88	8,21	11,64	8,73	3,62	3,43
MnO	0,59	0,31	0,32	0,30	0,24	0,45	0,48
CaO	1,40	3,44	3,11	2,97	3,77	0,29	0,44
K ₂ O	6,50	0,17	0,02		0,33	1,01	1,00
Na ₂ O	7,52	3,12	3,58	3,97	3,62	0,29	0,27
	95,39	94,58	90,73	95,79	91,55	88,33	87,56
Количество ионов на 23 (О)						Значение AFK	
Na _B	1,34	0,73	0,83	0,71	1,05	A 6,41	6,77
(Na + Ca) _B	1,57	1,31	1,53	1,23	1,31	K 1,89	1,76
(Na + K) _A	1,03	0,22	0,30	0,45	0,05	F 91,70	91,47

При меч ани е. Электронное микрозондирование проведено Жоу Шансионгом.

2) преддужового флишевого бассейна Шигацзе; 3) глубинного желоба, представленного офиолитами Ярлунг–Цангпо; 4) пояса метаморфических пород; метаморфизм при низких температурах и высоких давлениях (в дальнейшем изложении такой метаморфизм именуется НТ–ВД метаморфизмом); 5) зоны меланжа.

Гангдисская известково-щелочная вулкано-плутоническая дуга. Гангдисский пояс пород среднего состава имеет сходство с южноамериканской горной системой Анд. Появление на юге, в районах Меньши, Киву и Лобуша, углесодержащих обломочных моласс раннетретичного возраста указывает на то, что этот горный хребет, по-видимому, подвергся воздыманию в эоцене–олигоцене. В прилегающем районе (Сангри) в восточной части вулканогенно-магматической дуги наблюдается разрез позднеюрских–раннемеловых вулканитов среднего состава и осадочных пород сублиторальных (неритовых) фаций, представляющих собой реликты вмещающих пород. Разрез представлен главным образом серией пород пироксен-андезит-дацит-кератофирового состава с большим количеством андезитовых и дацитовых вулканических брекчий, которые также могут быть отнесены к типичным известково-щелочным вулканитам. Такой разрез свидетельствует о том, что эта вулкано-плутоническая дуга в данном районе могла находиться на раннем островодужном этапе развития.

Ксигазский преддужный бассейн. Флишевые образования в пределах бассейна являются "аккреционным клином" обдуцированной в шовной зоне окраины плиты. Они имели специфические условия осадконакопления. Основным компонентом разреза является формация Ангрен, представленная флишевой толщей мощностью 3 000 м, содержащей остатки мелкого планктона, например *Mammites* sp., *Coilopseras* sp. В северной части наблюдается формация Цанзуганг, представленная известняками, содержащими остатки крупных *Orbitolina*–*Rudist*(?)–*Nerineidas*. Палеонтологически эта формация сходна с формациями Лангшан и Ксижаншан Северного Тибета, которые образовались в окраинном море тыловой дуги. Группа Шигацзе обычно представлена типичными для преддужного бассейна отложениями.

Образование этого преддужного бассейна свидетельствует о зрелом этапе развития островной дуги на севере, а также о воздымании желоба, свидетельством чего являются "выжатые" вверх породы офиолитового комплекса, развитые на южной стороне "внутренней стенки" желоба.

Офиолиты Ярлунг–Цангпо. Широко известные офиолиты Ярлунг–Цангпо хорошо

Стильпномелан			Лавсонит			
3	4	5	1	2	3	4
47,78	50,14	40,00	37,83	42,85	42,85	42,54
0,01	0,01	0,01	0,04		0,01	0,03
5,67	5,25	5,89	66,17	24,31	24,12	24,08
0,03	0,09					
31,11	29,82	32,68	1,09	0,32	0,20	0,20
2,79	2,51	2,94	2,09	0,01		0,01
0,26	0,37	0,43	0,03	0,03	0,07	0,04
0,40	0,28	0,18	21,00	21,57	21,54	22,23
0,69	0,87	1,07	0,13	0,09	0,04	0,08
0,17	0,27	0,38	0,36	0,14	0,09	0,11
88,91	89,58	87,58	88,74	89,32	88,92	89,32
Значение АФК			Значение АСF			
7,60	6,25	6,00	A 52,90	54,60	54,70	53,80
2,06	2,65	2,74	C 39,80	44,60	45,00	45,60
90,32	91,10	91,25	F 7,30	0,80	0,30	0,60

обнажены и хорошо сохранились в районе южнее г. Шигацзе, и поэтому мы их называем офиолитами Шигацзе.

Этот офиолитовый комплекс представлен сверху вниз радиоляриевыми кремнями, вулканитами основного состава, включая подушечные лавы со следами застекалки вдоль каймы и царапинами роста; дайками основного состава и силлами; кумулятивными породами основного и ультраосновного состава, включая габбро, дуниты, троктолиты и верлиты; серпентинизированными ультраосновными породами, главным образом гарцбургитами с подчиненным количеством перцолитов. Эти офиолиты могут быть сопоставлены как с любыми другими офиолитами, так и с верхнемантанитной океанической корой (рис. 1). Однако офиолиты Шигацзе имеют и свои характерные особенности, например мощности как всего разреза, так и кумулятивных пород здесь меньше, чем во многих других офиолитовых комплексах.

Присутствие подушечных лав с каймой закаливания, переслаивающихся с пластами радиоляриевых кремней, а также геохимические особенности комплекса свидетельствуют о том, что офиолиты Шигацзе, по-видимому, были образованы в глубоководных условиях, а затем выведены на поверхность из сравнительно небольшого по размерам океанического бассейна в результате медленного спрединга.

Пояс метаморфизма при низких температурах и высоких давлениях и зона меланжа. Пояс НТ–ВД метаморфизма расположен вдоль южной границы комплекса офиолитов. Он сложен (с севера на юг) глаукофановыми сланцами (или синими сланцами в широком смысле) и хлоритовыми зеленосланцевыми породами, протягивающимися с запада на восток примерно на 350 км. Первые состоят из глаукофана-стильпномелана (среди них встречаются зеленосланцевые стильпномелановые и лавсанитовые метабазиты), а вторые представлены хлорит-мусковитовыми зеленосланцевыми породами и хлоритовыми углеродистыми сланцами. В глаукофановых кристаллических сланцах содержится лишь небольшое количество собственно глаукофана.

Петрографические и электронные исследования показали, что глаукофаны представлены главным образом промежуточным между кросситом и магнезит-рибекитом типом. Некоторые, возможно, являются барруазитами. Данные по электронному микрозондированию глаукофана, стильпномелана и лавсонита приведены в таблице.

Судя по приведенному выше минеральному составу, эти метаморфизованные породы трудно отнести к типичным породам, подвергшимся метаморфизму при высоких дав-

лениях. Они условно отнесены к промежуточному типу (между зеленосланцевой и глаукофановой фациями метаморфизма).

Палеонтологические и палеомагнитные данные свидетельствуют о том, что этот метаморфизм при высоких давлениях приурочен главным образом к позднемеловому—раннетретичному времени. В этот период осадочные образования в самой северной части континентальной окраины Индийской плиты и остатки океанической коры, находившиеся вблизи или внутри древнего желоба, в результате субдукции и снижения геотермального градиента были подвергнуты метаморфизму в условиях высоких давлений и низких температур.

Субдукция океанической коры под континентальную закончилась, по-видимому, в миоцене. С тех пор, несмотря на то, что высокое давление в зоне субдукции не уменьшилось, геотермальный градиент быстро восстановился. В результате этого процесса НТ—ВД метаморфизм вскоре прекратился, сменившись более низкими фациями метаморфизма. Вместе с тем такой метаморфизм также свидетельствует о дальнейшем развитии шовной зоны Ярлунг-Цангпо от условий субдукции к условиям столкновения и является отличительной чертой этой зоны.

Зона меланжа. Меланж часто в ассоциации с НТ—ВД метаморфизованными породами развит в среднем сегменте шовной зоны Ярлунг-Цангпо, протягивающейся с востока на запад более чем на 350 км. Выделяются два типа меланжа: серпентинитовый и глинисто-песчаниковый.

Серпентинитовый меланж приурочен к нижней части офиолитового комплекса. Основная масса его состоит в основном из обладающего большой пластичностью серпентинизированного гарцбургита. Основная масса цементирует блоки (автохтоны) как исходных пород — гарцбургитов и дунитов, так и блоки экзотических пород — метагаббро, диабазов, кремней, гранатовых амфиболитов и т.д. В экзотических блоках временами встречаются минералы, характерные для метаморфизма при высоких давлениях.

Глинисто-песчаниковый меланж развит к югу от областей развития серпентинитового меланжа. В зависимости от состава цементирующей основной массы и территории распространения выделяются северная и южная подзоны.

Северная подзона, занимающая большую часть зоны глинисто-песчаникового меланжа, расположена вблизи южного сегмента офиолитовой зоны. Цемент здесь представлен в основном аспидными сланцами, песчано-глинистыми сланцами, тонкозернистыми песчаниками и песчаниками триас-мелового возраста. Экзотические блоки представлены главным образом пермскими образованиями, а также ультраосновными породами, габбро, лавами основного состава и кремнями.

Меланж южной подзоны развит обычно на некотором удалении от шовной зоны Ярлунг-Цангпо. Цементирующая масса представлена главным образом субфлишем, переслаивающимся с кремнями и вулканитами основного состава юрско-мелового возраста. Экзотические блоки состоят из известняков предположительно триасового времени. Блоки офиолитов не встречены.

Приведенный выше поперечный разрез через шовную зону Ярлунг-Цангпо демонстрирует сравнительно полную последовательность смятых отложений "дуга—бассейн—желоб". Эта система в общих чертах напоминает современную систему "дуга—желоб" в районах о. Ява (Индонезия) и о. Лусон (Филиппины). Однако полного сходства с современной системой "островная дуга—желоб" нет, так как рассмотренная нами система к настоящему времени прошла стадию развития от субдукции и поглощения до столкновения и образования горной цепи. Справедливость этого вывода убедительно подтверждается наличием четких признаков НТ—ВД метаморфизма и присутствием в шовной зоне меланжа.

ДАЛЬНЕЙШЕЕ ОБСУЖДЕНИЕ ПРОБЛЕМЫ СЕВЕРНОЙ ГРАНИЦЫ ГОНДВАНЫ

Е. Норин отметил существование флювиогляциальных (или гляциально-морских) отложений гондванских фаций в оз. Хуэрбакую, расположенном северо-восточнее оз. Бангонг в Северо-Западном Тибете. Одним из важнейших открытий за последние годы в области стратиграфической палеонтологии явилось то, что отложения гондванских фаций, охарактеризованных специфической холодноводной фауной, распро-

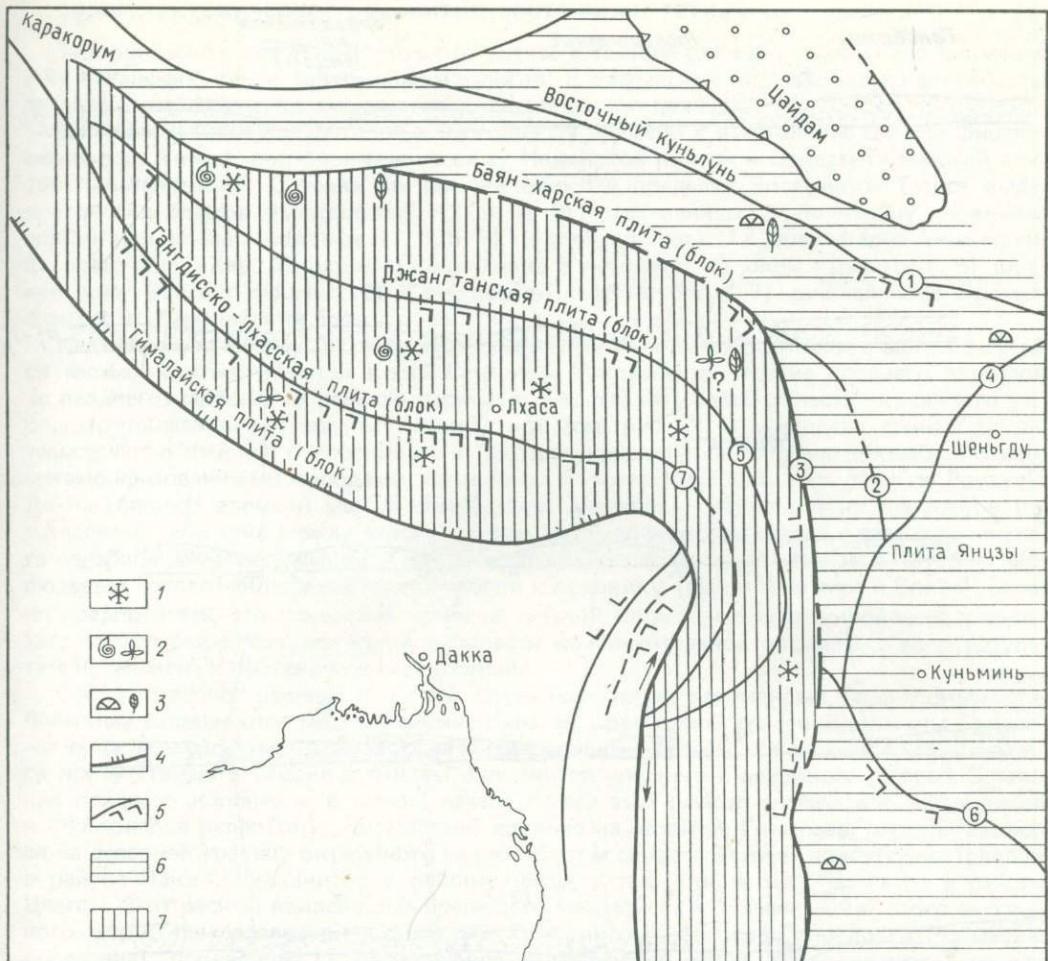


Рис. 2. Упрощенная тектоническая карта плато Гималаи-Цинхай-Шигацзе (Тибет)

1 — морские ледниковые отложения; 2 — гондванская фауна и флора; 3 — катазиатская фауна и флора; 4 — МБТ; 5 — шовная зона, офиолиты; 6 — южная окраина Евразии; 7 — северная окраина Гондваны

стремятся на север вплоть до блока Джанганг и достигают южных склонов Каракорума.

Эта специфическая холодноводная фауна представлена следующими формами, характеризующими ранний карбон и самое начало пермского периода: *Eurydesma tourtonia*, *Stepanoviella* sp., *Cyathaxonia* sp., *Lytvolaasma* sp., *Monodioxodina* sp. [3]. Вместе с тем позднекарбоновая—раннепермская фауна и флора, собранная в районе, расположенному к северу от р. Янцзы и к югу от шовной зоны Кукушили, представлена главным образом тепловодным экологическим типом, относящимся к катазиатской биогеографической провинции [9]. Таким образом, большинство китайских геологов считают, что блоки Джанганг, Гангдисско-Лхасский и Гималайский имеют гондванское происхождение (рис. 2,3).

Мы давно утверждаем, что шовные зоны Ярлунг-Цангпо и Бангонг-Нюшанг не могут являться северной границей Гондваны.

Реликты пермских или раннетриасовых офиолитов и меланжа выявлены вдоль шовной зоны р. Янцзы. Возможно, они (офиолиты и меланж) представляют собой реликты океанической коры палео-Тетиса, развитой между Евразиатским континентом (платформа Янцзы) и Гондваной (Индийская плита).

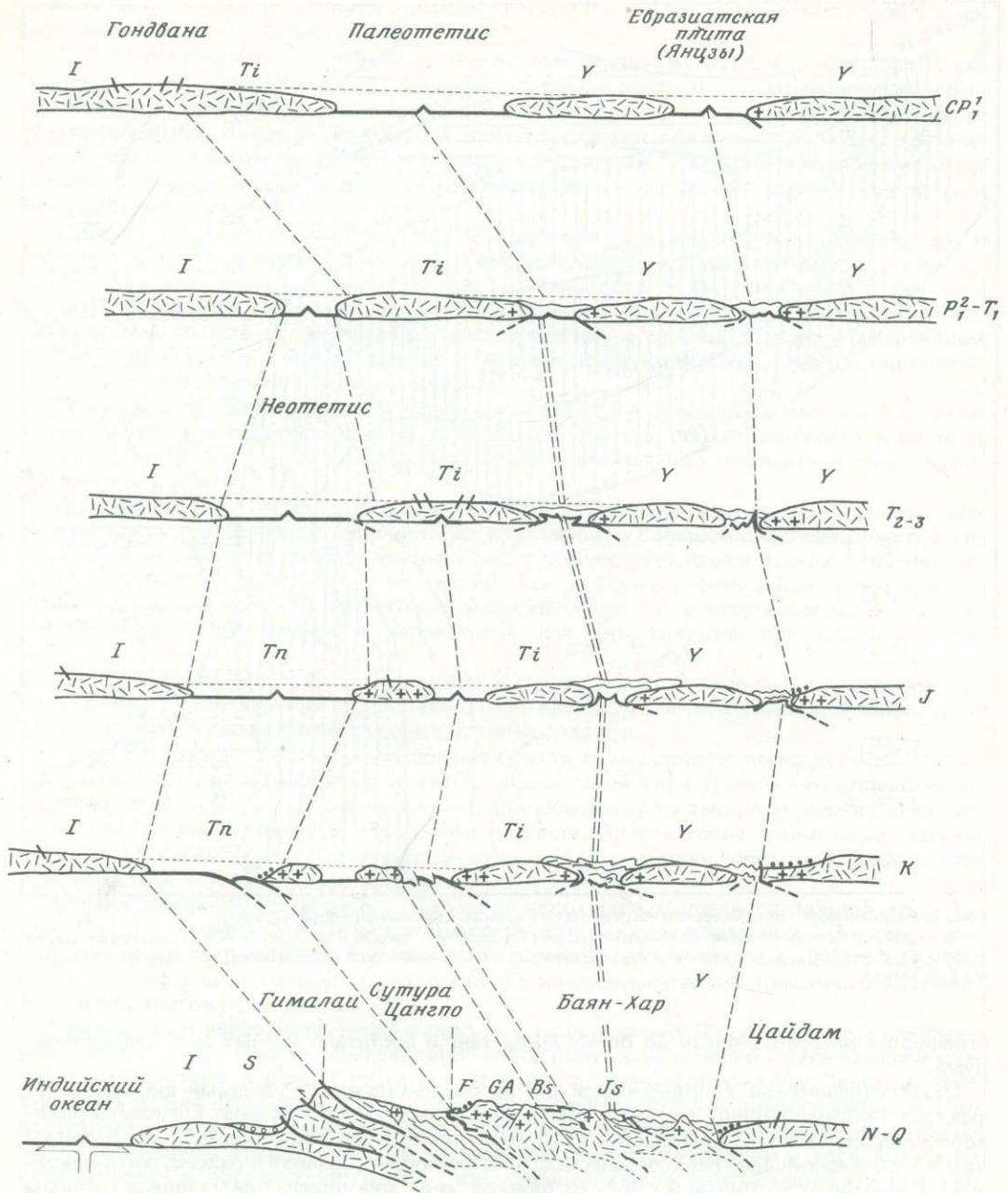


Рис. 3. Схематический разрез, демонстрирующий тектоническое развитие плато Цинхай—Шигацзе (Тибет)

I — Индийская плита; S — Сивалик; Ti — Тибет; Y — плита Янцзы; F — Преддуговой бассейн; GA — Гангдисская вулкано-плутоническая дуга; Js — шовная зона Шиньша-Шант; Bs — шовная зона Бангонг-Ниушанг

ОБЗОР ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ВОСТОЧНОГО ТЕТИСА

Тектоническое развитие Восточного Тетиса в течение ряда лет привлекало внимание как китайских, так и зарубежных геологов. В разработке этой проблемы достигнуты значительные успехи, однако многое остается еще загадочным.

Восточный Тетис превратился к настоящему времени в высочайшее Цинхай-Шицзянское плато Тибета, расположенное между Индийской плитой и Цайдам-Таримской плитой (платформой). С точки зрения тектоники в пределах Восточного Тетиса выделяется ряд блоков (микроплит) (2, 4, 6, 8), разделенных, по-видимому, шовными зонами или зонами разломов (1, 3, 5, 7) (с севера на юг): 1) шовная зона Аньемакен, 2) блок Баян-Хар, 3) шовная зона Южное Кукушили; 4) блок Джантанг, 5) шовная зона Бангонг-Нюшанг, 6) Гангдисско-Лхасский блок, 7) шовная зона Ярлунг-Цангпо, 8) Гималайский блок.

Как отмечено выше, Джантангский, Лхасский и Гималайский блоки могли являться частью континентальной коры Северной Гондваны в течение позднего палеозоя (с позднего карбона по раннюю пермь) и представлять собой область окраинного моря, расположенного к югу от палео-Тетиса (см. рис. 3). Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что основание этой континентальной коры сложено докембрийскими метаморфизованными породами, имеющими возраст 1250 млн. лет (по Ксю Роухуа). До настоящего времени мы не обнаружили достаточно убедительных признаков несогласного залегания между этим разрезом метаморфических пород и разрезом нижнего палеозоя. Вместе с тем, судя по тому, что имеются данные о разрезе, в котором наблюдается согласный переход от докембрая к ордовику (район Кашмира и Спити), можно предполагать, что основание континентальной коры было сформировано в результате эпигенетических движений в области континентальной окраины, а не в результате интенсивных орогенических движений.

Соответственно ранний палеозой характеризуется признаками, присущими стабильному окраинному морю. Континентальная кора самой северной окраины Гондваны была, по-видимому, расколота начиная с девона—карбона, что обычно подтверждается присутствием в районе р. Янцы вулканитов среднего и основного состава. В течение позднего карбона и в самом начале перми этот раскол значительно расширился и образовался палео-Тетис, оказавший влияние на развитие Гималаев, располагавшихся на северной границе окраинного моря. Об этом свидетельствует присутствие траппов в районе Панжа, вулканитов в районе Абала, а также пермских базальтов в районе Цангпо. Этот раскол явился лишь прелюдией мезозойской "оceanизации" этого окраинного моря, представленной подводным "рифтингом" (вместо "спрединга" океанического dna), приведшим к образованию океанической коры. В течение этого периода кора окраинного моря на северной оконечности Гондваны представляла собой еще единое целое, т.е. в ней еще не образовались сколько-нибудь значительные внутренние расколы, в то время как кора по обеим сторонам зоны Янцы, возможно, подверглась некоторому перемещению, главным образом вдоль простирания трансформного разлома. Именно в результате мезозойской "оceanизации" произошло полное "откалывание" коры окраинного моря в северной части Гондваны. В течение триаса—поздней перми начался период закрытия палео-Тетиса.

В южной части проявился значительный вторичный спрединг окраинного моря северной окраины Гондваны. В результате блоки Кантанг и Гангдисско-Лхасский были последовательно (один за другим) отделены от Гондваны и превращены в "осколочные блоки (микроплиты)". В течение триаса—юры спрединг привел к образованию небольшого по размерам океанического бассейна в районе северного Тибета, между Кантангским и Гангдисско-Лхасским блоками. В течение средней и поздней юры процесс отделения Гангдисско-Лхасского блока от Гондваны ускорился, в результате чего небольшой Северо-Тибетский океан был субдуцирован в северном направлении. Свидетельство этого поглощения сохранилось в виде офиолитов Бангонг-Ню Шанг (район оз. Бангонг—Донгкяо—Динкинг). В течение поздней юры—раннего мела в результате значительного расширения Южно-Тибетского Тетиса (нео-Тетиса) к югу от Гангдисско-Лхасского блока широко развитая здесь океаническая кора начала погружаться (субдуцировать) в северном направлении. Таким образом постепенно формировалась система "островная дуга—желоб", представлявшаяся собой ранний этап формирования шовной зоны Ярлунг-Цангпо. Важным периодом в истории геологического развития

этого региона был средний и поздний мел. Южно-Тибетский Тетис начал закрываться, сокращаясь и субдуцируясь в северном направлении. Постепенно возникла Гангдисская вулкано-плутоническая дуга. В то же время надвиговые офиолиты постепенно заполняли зону разрыва и воздымания желоба, что привело к образованию преддужного бассейна. Процессы в обдуцируемой плите в этот период характеризуются главным образом расчленением Гангдисско-Лхасского блока и образованием системы вторичного спрединга в тылу дуги, что привело к значительному расширению бассейна окраинного моря Центрального Тибета.

В течение позднемелового—третичного времени плита Южно-Тибетского Тетиса продолжала движение в северном направлении, увлекая бассейн тыловой дуги на север в направлении к смятой в складки и поднятой Гангдисско-Лхасской зоне. Произошло накопление позднемеловых и палеогеновых континентальных моласс (формация Цонгжи и др.). С этого времени Гангдисско-Лхасский блок является частью Евразиатского континента. Гангдисская вулканогенно-магматическая дуга южной окраины впоследствии была постепенно поднята с образованием континентальной горной цепи и моласс. Одновременно океаническая кора Южно-Тибетского Тетиса постепенно подверглась поглощению, в результате чего произошло столкновение Индийского и Евразиатского континентов. Мезозойские отложения шовной зоны Южно-Тибетского Тетиса подверглись интенсивной деформации с образованием меланжа и асимметричных веерообразных структур. С этого времени возникла первоначальная шовная зона в районе Ярлунг-Цангпо, а Южно-Тибетский Тетис превратился в остатки древнего окраинного моря.

С неогена в районе Сивалик возникает новая зона субдукции. Блок континентальной коры в районе Гималаев был отколот от северной окраины Индийской плиты. Он образовал новый "край" дуги на южной окраине Евразиатского континента. С тех пор континентальная кора в области Тибета представляет собой "единое целое". Ее развитие началось с внутриплитных деформаций и воздымания плато.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Chang Chengfa, Pan Yushen*. A brief discussion on the tectonic evolution of Qinghai-Xizang plateau. — In: Proc. Symp. Qinghai-Xizang (Tibet) plateau. Beijing: Sci. press, 1981, vol. 1, p. 1–18.
2. *Fang Yungnian*. A division of zoogeographic region by Permo-Carboniferous corals in Xizang (Tibet) of China and its significance (in press).
3. *Liang Dingyi et al.* Permo-Carboniferous Gondwana-Tethys facies in southern Karakoram Ali, Xizang (Tibet). — J. Wuhan Coll. Geol., 1983, N 1, p. 9–29.
4. *Lin Baoyu*. Lower Permian stratigraphy and coral faunas from both flanks of Yarlung Zangbo River in Central-southern Xizang (Tibet) (in press).
5. *Lu Benpei et al.* Discovery of Eurydesma fauna from Rutog, northwest Xizang (Tibet) and its biogeographic significance. — J. Wuhan Coll. Geol., 1983, N 1, p. 79–92.
6. *Nicolas A. et al.* The Xigaze Ophiolite (Tibet): A peculiar oceanic lithosphere. — Nature, 1981, vol. 294, N 5840, p. 414–417.
7. *Tapponnier P. et al.* The Tibetan side of the Indian-Eurasia collision. — Nature, 1981, vol. 294, N 5840, p. 405–410.
8. *Xiao Xuchang, Gao Yanlin*. New finds of the high-pressure and low-temperature Greenschist facies from Yarlung Zangbo (Tsangpo) suture zone, Xizang (Tibet). — Bull. Inst. Geol., CAGS, 1982, N 5, p. 77–79.
9. *Xiao Xuchang, Wan Ziyi, Li Guangcen et al.* On the tectonic evolution of the Yarlung Zangbo (Tsangpo) suture zone and its adjacent areas. — Acta geol. sinica, 1983, vol. 57, N 2, p. 205–212.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЙ СИНТЕЗ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЦИНХАЙ-ШИЦЗЯНСКОГО (ТИБЕТСКОГО) ПЛАТО

ЧАНГ ЧЕНГФА, ПАН ЮШЕН

Институт геологии Академии наук Китая, Пекин, КНР

Основной тезис данной работы сводится к тому, что Цинхай-Шицзянское (или Тибетское) плато в течение последних 250 млн. лет разрасталось в южном направлении в результате последовательных столкновений его с мелкими континентальными массивами, оторванными от северной окраины Гондванского континента.

В течение последних десяти лет много внимания уделялось истории движений плит и отражению этих движений в геологии Цинхай-Шицзянского плато. За это время достигнут значительный прогресс в плитотектонической интерпретации данного региона, хотя многие вопросы остаются еще нерешенными, а происхождение многих геологических элементов продолжает быть объектом недостаточно обоснованных фактами спецификаций.

Высочайшее на земном шаре Цинхай-Шицзянское плато расположено между Индийской и Цайдамской платформами и в тектоническом отношении может быть подразделено на несколько блоков, отделяемых друг от друга глубинными, как полагают, разломами или сутурными зонами и ассоциирующими с ними горными хребтами. Из этих сутурных зон три южные зоны разделяют блоки, явившиеся некогда частями Гондваны (Индийский, Гималайский, Лхасский и Джангтангский). Четвертая крупная сутурская зона отвечает южной границе Лавразии. Все блоки к югу от этой последней линии некогда были частью северной континентальной окраины Гондваны и характеризуются неритовыми условиями накопления палеозойских карбонатных и (в подчиненном количестве) обломочных осадков. Кроме того, для этих блоков характерны отложения, содержащие в районе Джомолунгмы гlossopteriевую флору и гляциально-морские отложения с фауной Stepanoviella и Eurydesma, распространенной по всему северному Шицзяню, обогащенность прилегающих к Тетису районов по преимуществу неритовой фауной и, наконец, слабое проявление палеозойских деформаций и вулканализма.

С началом мезозоя, ознаменовавшим вступление земного шара в эпоху великого рифтообразования, северная окраина Гондваны отделилась в результате рифтогенеза от основного тела Гондванского континента и испытала затем северный дрейф, сопровождавшийся раскрытием нео-Тетиса в тылу и сужением палео-Тетиса перед фронтом дрейфующей к северу континентальной массы. В течение юрского времени позади вулканической дуги оформился Пангонг-Нуцзянский бассейн, игравший роль тылового по отношению к дуге бассейна. В позднем триасе закрылся Лигтен-Цзиньшайский бассейн (палео-Тетис), тогда как закрытие Пангонг-Нуцзянского бассейна произошло в самом конце юры. Кратковременность интервала между образованием океанической коры и ее обдуцией свидетельствует о том, что обдуцированные участки океанического дна были еще очень молоды и располагались тогда неподалеку от подводного хребта, явившегося осью спрединга.

В эволюции Гималайского орогена можно выделить несколько стадий. На первой стадии, возраст которой пока еще не вполне определен, субдукция океанической литосферы привела к формированию пограничного, между континентом и океаном, пояса Кордильерского типа. После этого в результате столкновения Индии с Азией произошло закрытие океанического бассейна, существовавшего между этими двумя континентами. Это, датируемое эоценом—олигоценом, событие привело к формированию сутурной зоны Ярлунг-Цангпо. Возраст сутурных швов удревняется, таким образом, на Цинхай-Шицзянском плато с юга на север, что ясно указывает на миграцию основных орогенических процессов в южном направлении. После полного поглощения всех частей океанической плиты взаимодействие континентов привело к горообразованию коллизионного типа и к формированию нескольких хорошо известных горных цепей, протягивающихся в субширотном направлении. Представляется, что Цинхай-Шицзянское плато сформировалось в результате целой серии столкновений Азиатского континента с блоками, последовательно отделявшимися от Гондваны на протяжении промежутка между поздним палеозоем и поздним мелом (последним по времени отделения и наи-

более крупным из этих блоков является Индийский континент). При этом территория Цинхай и Шицзяна, очевидно, не являлась в то время ни высоким плато, ни "срединным" массивом традиционной геологии, а представляла собой претерпевшую интенсивную складчатость горную страну.

Целью данной работы является сжатое изложение основных моментов истории Цинхай-Шицзянского плато, основанное на полученных к настоящему времени геологических данных, которые группируются вокруг таких понятий, как открытие и закрытие океанических бассейнов и столкновение континентальных масс.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ЦИНХАЙ-ШИЦЗЯНСКОГО ПЛАТО

Кристаллические породы фундамента. Кристаллические породы докембрия широко распространены в пределах зоны Высоких Гималаев, слагают, кроме того, небольшие по площади поля в хребте Ньенчен-Тангла и, как предполагают, выходят также в пределах Джангтангского блока. Докембрийские образования слагают фундамент, перекрытый морскими платформенными отложениями палеозоя (рис. 1).

Кристаллические породы зоны Высоких Гималаев, выходящие в пределах Ньяламского ее участка, описаны здесь в качестве так называемой группы Ньялам [26]. Литологическая неоднородность толщи позволяет расчленить ее на две части. В пределах нижней части группы снизу вверх выделяются зоны кианита, силлиманита I, силлиманита II, по-видимому дающие в своей совокупности пример обратной метаморфической зональности. Верхняя часть группы сложена главным образом очковыми и полосчатыми гнейсами, кианит-силлиманитовыми гнейсами, биотитовыми сланцами и мраморами. В пределах этой части группы снизу вверх выделяются зоны силлиманита II и силлиманита I, возможно, представляющие собой нормальную стратиграфическую последовательность. Обе части группы Ньялам разделены надвигом. В китайской части района Джомолунгмы для кристаллических пород установлен абсолютный возраст 640–660 млн. лет. Повсеместно в Гималаях для метаморфического основания характерны значения абсолютного возраста 1800 и 1400 млн. лет [24, 9]. Очевидно, возраст консолидации пород фундамента в описываемом регионе более молодой, чем на Северо-Китайской платформе, а сам фундамент испытывал повторные активизации.

Среди специалистов нет единого мнения о том, являются ли метаморфические породы хребта Ньенчен-Тангла докембрийскими. Существующая в этом вопросе неопределенность до некоторой степени была прояснена результатами свинцово-изотопного изучения этих пород. Уран-свинцовые отношения цирконов из парагнейсов и мигматитов, отобранных в предгорьях хребта Ньенчен-Тангла [25], свидетельствуют о том, что цирконы гнейсов испытали недавний метаморфизм или нагревание, приведшие к потере значительной части радиогенного аргона. Хотя возраст метаморфизма и не может быть точно определен, определенно устанавливается возраст последнего термального события, оказавшийся в одном случае равным 40 млн. лет и в другом — моложе 1 млн. лет. Приблизительный возраст перекристаллизации первичного циркона для этих двух образцов также различен: в первом случае — 1250 млн. лет и во втором — более древний. Из этих данных можно сделать вывод, что оба этих гнейса принадлежат к разным горизонтам и должны были находиться в различных термодинамических условиях. Возраст метаморфизма первого образца примерно соответствует времени проявления магматической активности в районах Янгбаджена и Лхасы (от 40 до 50 млн. лет назад). Другой образец прошел не менее чем через три стадии метаморфизма, следствием чего явилась потеря больших количеств радиогенного свинца. Верхнее пересечение построенных для этих образцов кривых дает возраст более 1250 млн. лет. Учитывая возраст унаследованного от вмещающих пород циркона из гранитов Янгбаджена, можно полагать, что в районе, прилегающем к хребту Ньенчен-Тангла, действительно имеется докембрийский фундамент.

Далее на север, в Джангтангском блоке, породы фундамента перекрыты отложениями палеозоя и мезозоя и выходят на поверхность только в пределах нескольких приподнятых блоков. Фундамент здесь сложен кристаллическими сланцами, для которых пока не имеется никаких изотопных определений их возраста. Известно, однако, что на продолжении этой зоны, в пределах Центрального и Юго-Восточного Памира, палеозойские отложения платформенного типа с резким несогласием покоятся на породах

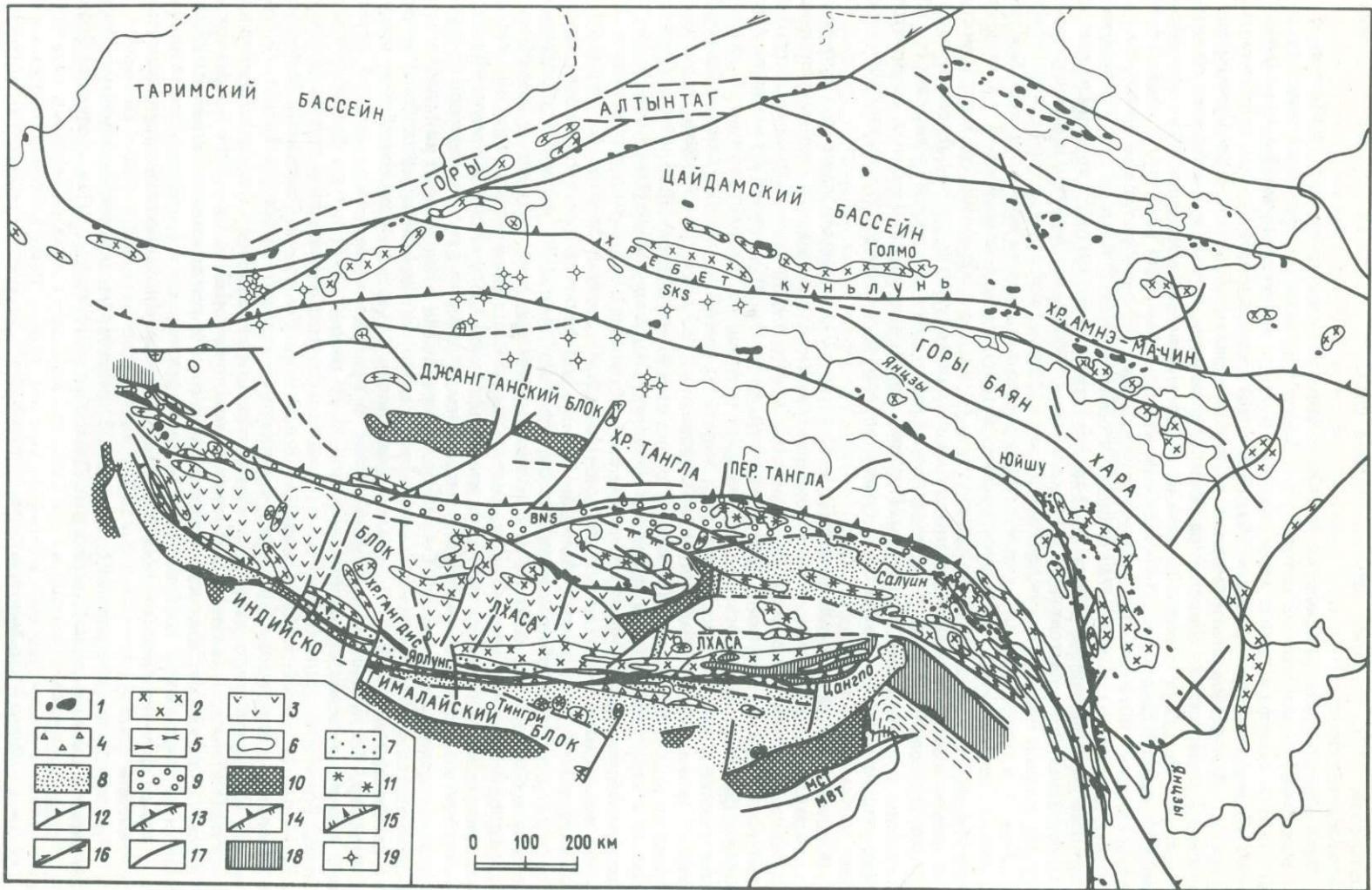
протерозоя [12]. Поэтому кристаллические сланцы Джангтана условно относятся также к докембрию.

Палеозойское развитие региона. В районе Джомолунгмы до сих пор не было найдено каких-либо органических остатков кембрийского возраста. Здесь, однако, известны слабометаморфизованные метаосадочные породы, залегающие между кристаллическим комплексом докембрая и фаунистически охарактеризованными отложениями ордовика. Для слабометаморфизованной толщи характерны измененные метаморфизмом пелитовые и известковистые разности. В нижней части толщи преобладают эпидот- и кальцит-кварцевые сланцы, в верхней — "загрязненные" или полосчатые мраморы наряду с кристаллическими доломитовыми известняками. Для всей этой толщи характерны признаки интенсивного динамометаморфизма. Породообразующие минералы удлинены, раздавлены, перекристаллизованы и ориентированы; кварц и сплюда обнаруживают волнистое погасание. Внутри этой толщи устанавливаются серии пологих надвигов или согласных с напластованием зон скольжения. Вблизи от верхнего и нижнего контактов толщи в ней обычны складки волочения, осевые плоскости которых, как правило, падают к югу, а сами складки являются опрокинутыми или даже лежачими. Все эти признаки, по-видимому, позволяют считать, что вся эта толща маркирует собой зону интенсивного скальвания, поэтому мощность толщи очень изменчива от места к месту и в целом имеет тенденцию увеличиваться по направлению к району Джомолунгмы. В кристаллических доломитовых известняках неподалеку от верхней части толщи в ней встречаются водорослевые структуры. Поэтому описанная толща, вероятно, датируется поздним докембriем—кембрием, а нижние ее части сопоставимы по времени образования с системой Ниньян.

В своих более ранних публикациях [4–6] авторы уже обращали усиленное внимание на широкое распространение в регионе палеозойских осадков, их преимущественно мелководно-морской и отчасти параллический характер, обилие в них преимущественно неритовой фауны тетического типа и, наконец, на слабое проявление в Гималаях и Северном Шицзяне палеозойских деформаций и вулканизма. Биогеографические данные дают веские доводы в пользу того, что вплоть до ранней перми Шицзянский блок составлял единое целое с Индийским субконтинентом. В начале ранней перми территория к югу от р. Циньша¹ принадлежала к той же самой, что и Индия, фаунистической провинции и характеризовалась расцветом хладолюбивых кораллов и брахиопод. В начале поздней перми, однако, фаунистические ассоциации уже обнаруживают заметное изменение при переходе через линию Ярлунг—Цангпо. К северу от этой линии, например в районах, тяготеющих к линии Шиндже—Линьчу, для фаунистических сообществ характерен расцвет теплолюбивых кораллов *Iranophyllum*—*Wentzelella*, а также Неошвагерин, хотя в небольших количествах в этих ассоциациях еще присутствуют хладолюбивые брахиоподы, сохранившиеся от предшествующей эпохи. Хладолюбивые формы кораллов (например, *Lytvolasma*), напротив, известны только к югу от линии Ярлунг—Цангпо. Точно так же лишь в Гималайской зоне развиты отложения с глоссоптериевой флорой, тогда как отложения с фауной *Eurydesma* и *Stepanoviella* и ледниковые или гляциально-морские отложения (например, галечниковые аспидные сланцы пермо-карбона) широко распространены по обе стороны от этой линии. Содержащие хладолюбивую фауну (например, *Eurydesma*) гляциально-морские отложения самых низов нижней перми наблюдаются в северном направлении вплоть до района оз. Лунгмо в Джангтангском блоке. Возможно, данный факт может свидетельствовать о сохранении вплоть до начала ранней перми связей, существовавших между этим блоком и Гонданой. Напротив, в начале позднепермского времени для территории к северу от сутуры Ярлунг—Цангпо можно усмотреть нечто вроде противоборства между холодным климатом Гонданы и теплым климатом заселенных фузулинидами территорий, в том числе и территории Тетиса. По-видимому, широкое распространение в это время мелких морей облегчало взаимную связь между сообществами морских организмов и привело к стиранию границ между фаунистическими провинциями при сохранении широтной фаунистической зональности (рис. 2).

Стратиграфические колонки I—VI на рис. 3 представляют основные особенности стратиграфии Гималайского, Лхасского и Джангтангского блоков. Два последних блока

¹ Название р. Янцзы в Юго-Западном Китае. — Прим. перев.



некогда являлись частью Гондваны, но в результате раскола этого континента были в позднепалеозойско-мезозойское время отделены от него, причем нео-Тетис возник в процессе северного дрейфа отколовшегося от Гондваны Северо-Шицзянского блока, состоявшего из тогда еще бывших единственным целым будущих блоков Джангтанга и Лхасы. Таким образом, территория этих двух блоков представляла собой в палеозойское время крупный участок суши, который затем, в эпоху максимального развития гляциаль-но-морских условий в пермо-карбоне, был покрыт краевыми морями общей шириной около 2000 км. Активная континентальная окраина этого времени проходила вдоль современной разломной зоны оз. Лигтен-р. Цзиньша. Приуроченные к этой зоне флишевые отложения и подводные вулканиты триаса отвечают условиям чрезвычайно суженного, замыкающегося палео-Тетиса.

Мезозойское развитие региона. С наступлением мезозоя весь палео-Азиатский континент испытал сильную кратонизацию. Геоблок северного Шицзяна также стал в это время приподнятой сушей. Древний палеозойский океан северной части Центральной Азии сократил свою ширину и стал ограничен пространством между новообразованным хребтом Куньлунь на севере и приподнятой массой суши в области бывшего палео-Тетиса на юге. Сам палео-Тетис стал в этом время еще более узким. Не лишне упомянуть, что некоторые представители катазиатской флоры обнаружены в районе Шуньгу, непосредственно к северу от современной Пангонг-Нуцзянской разломной зоны, и еще севернее, в районе Вули, Ючу и Тоба.

Те же флористические остатки были найдены и в Цилине, Циляне и Меньяне непосредственно к северу от палео-Тетиса [13] (см. рис. 2).

В пермо-триасовое и затем в позднетриасовое—юрское время северная окраина Гондваны была снова расколота, в результате чего сформировались два океанических бассейна, следы которых сохранились в виде современных структурных линий Инд-Цангпо и оз. Пангонг-р. Нуцзян. Эти два новообразованных бассейна отделяли друг от друга блоки (с севера на юг) Джангтангский, Лхасский и Гималайский. В результате быстрого дрейфа Северо-Шицзянского блока к северу происходило быстрое углубление и расширение нео-Тетиса. Пангонг-Нуцзянский бассейн сформировался как краевой бассейн в пределах Северо-Шицзянского блока в юрское время. Различное тектоническое положение этих двух бассейнов накладывает существенные ограничения на любую плитотектоническую модель эволюции Цинхай-Шицзянского плато.

После образования нового комплекса палеогеографических элементов осадконакопление стало более дифференцированным (рис. 3, колонки VII—XIII, см. вкл.). На северном склоне Гималаев осадки этого времени еще сохраняют преимущественно мелководно-морской характер и содержат богатую, преимущественно неритовую, фауну тетиеского типа, тогда как в поясе Ярлунг—Цангпо триасовые отложения имеют преимущественно турбидитовое происхождение, содержат некоторое количество бивальвий и аммонитов и в целом оказываются эквивалентными развитым в Ладакхе флишевым отложениям так называемой формации Лемаори [9]. Триасовая толща зоны Ярлунг—Цангпо сложена главным образом обломочными породами с градационной сплоистостью при небольшом количестве известняковых прослоев, основных вулканических пород и прорывающих толщу даек диабазов. Изложенные факты показывают, что спрединг океанического дна зашел в этом бассейне уже достаточно далеко. Поскольку все эти отложения никак не связаны с горообразованием и представляют собой не нарушенный тектоническими событиями первичный разрез, можно думать, что они отлагались вдоль пассивной континентальной окраины. Обломочные фации триаса (накопление которых продолжалось и в юрское время), возможно, сопоставимы с глинистыми сланцами Спити. Для ладакхской части Индской сутурной зоны существуют некоторые полевые данные [2] в пользу триасового континентального рифтинга (рис. 4,5). Подобным же образом

Рис. 1. Схематическая геотектоническая карта Цинхай-Шицзянского (Тибетского) плато

1 — офиолиты; 2 — граниты; 3 — вулканиты; 4 — меланж; 5 — голубые сланцы; 6 — экзотические блоки; 7 — флиш; 8 — флишоидные отложения; 9 — формации океанической коры; 10 — метаморфические породы фундамента; 11 — анатектические граниты; 12 — главные разломы сутурной зоны; 13 — пологие надвиги; 14 — надвиги; 15 — сбросы; 16 — сдвиги; 17 — разломы; 18 — зона высокотемпературного метаморфизма; 19 — современные вулканические центры. SKS — Южно-Куньлуньская сутура; LJS — Лигтен-Цзиньшайская сутура; BNS — Пангонг-Нуцзянская сутура; ITS — Цангпо-Индская сутура; MCT — Главный центральный надвиг; MBT — Главный пограничный надвиг

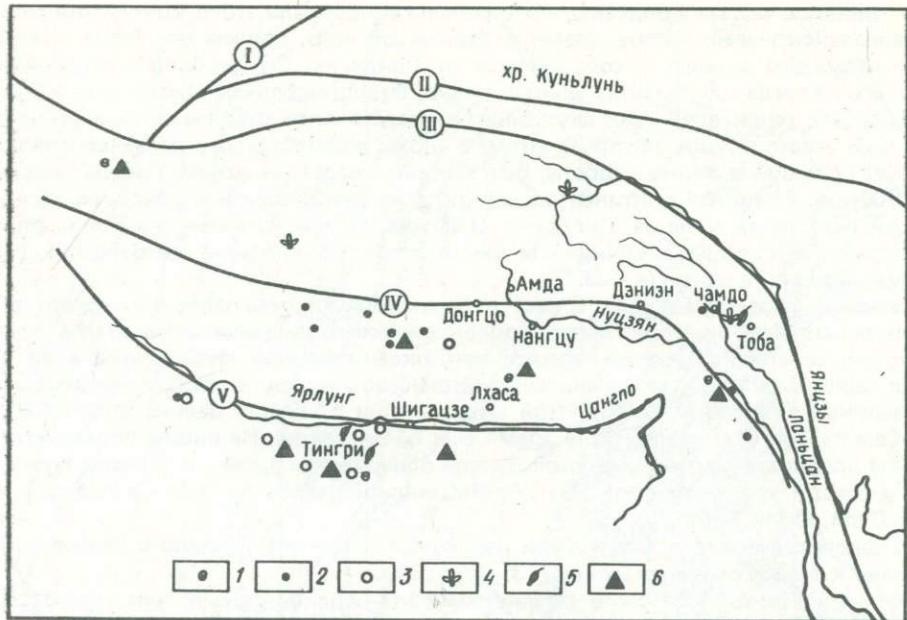


Рис. 2. Распределение тиллитов, флоры и фауны пермо-карбона

1–3 – фауна: 1 – *Stepanoviella* (P_1^1), 2 – *Iranophyllum* (P_1^2), 3 – *Lytvolasma* (P_1^1); 4–5 – флора: 4 – катазиатская (P_2), 5 – гондаванская (P_1); 6 – следы оледенения. I – разлом Алтын-таг, II–V – шовные зоны: II – Куньльунь, III – Литянь–Цзиньша, IV – Пангонг Нузян, V – Ярлунг–Чангпо

с процессом рифтогенеза может быть связано [3, 22] образование палеозойских траппов Кашмира (формация Панджалских траппов).

Отложения верхней юры–нижнего мела представлены в поясе Ярлунг–Чангпо несколькими различными лиофациами. Одна из них приурочена на некоторых участках к южному окаймлению офиолитового пояса и образована филлитовыми сланцами с добавлением прослоев известняков и светлых (или красных) вулканитов кислого и основного состава. Для всей этой толщи типичны хорошо развитый кливаж и сложная микроскладчатость кливажного типа. Другая лиофация образована главным образом радиоляриевыми кремнями красного и зеленого цвета, обломки которых обычно входят в состав мелового меланжа. Третья лиофация представлена преимущественно пелагическими осадками того типа, каковой обычен для офиолитовых ассоциаций; в районе Шигадзе на ряде участков установлено наложение этих осадков непосредственно на вариолитовые вулканиты офиолитового разреза. Эта последняя лиофация может представлять собой выполнение глубоководного желоба.

Так называемая группа Шигадзе представляет собой толщу интенсивно смятых, ритмически чередующихся песчаников, алевритов и глинистых сланцев, широко развитую в районе р. Шигадзе и протягивающуюся в виде непрерывной полосы далеко на запад. Толща эта, возможно, сопоставима с флишем так называемой Индской формации. В окрестностях Шигадзе в составе ритмично-слоистой толщи выявлены как плохо сортированные вулканомиктовые песчаники с зернами преимущественно андезитового состава, так и конгломераты с крупными валунами гранитного состава. В нижних и средних частях этой толщи в прослоях известняков найдены остатки *Orbitolina*, в аргиллитовых разностях средней и верхней части толщи – остатки *Mammmites* и в известняковых брекчиях верхов разреза – фораменифера (*Leridocyclina* и др.). Такой набор фауны указывает на возрастной интервал от сеномана до палеоцен–эоцен. Существенно терригенные отложения группы Шигадзе находились в основном на континентальной и частично на океанической коре и, возможно, представляют собой комплекс передового по отношению к островной дуге бассейна [1].

В триасовое время северный Шицзян представлял собой приподнятую над уровнем моря сушу, расположенную между нео-Тетисом на юге и палео-Тетисом к северу от нее.

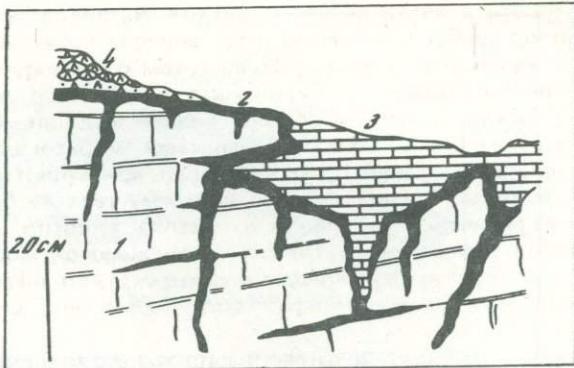
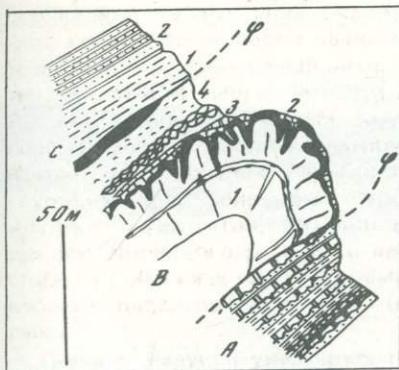


Рис. 4. Разрез экзотического блока Ламаюри

A — флиш Ламаюри (в опрокинутом залегании); *B* — экзотический блок Ламаюри: 1 — неритовые известняки самых верхов перми, 2 — полиметаллические корки, нептунические дайки и пелагические линзы нижнетриасовых известняков, 3 — пиллоу-лавы и вулканические агломераты, 4 — туфопесчаники; φ — тектонические пластины серпентинитов; *C* — флишевый комплекс Ниндам-Драс: 1 — туфы и радиолиариты, 2 — глинистые сланцы и кварциты. Контакты тектонические

Рис. 5. Кровля экзотического блока Ламаюри

1 — позднеджульфинские неритовые известняки (биозона *Colaniella*, *Palaeofusulina*); 2 — полиметаллическая корка; φ — нижнесифийские пелагические известняки (фауна *Meekoceras Liangense* в Kraft, *Meekoceras aff. discus* Waagen и т.д., сходная с фауной микоцерасовых слоев толщи Лиланг в области Спити); 4 — туфы и пиллоу-лавы, по Ж. Басулле и др.

В полосе, протягивающейся от Кокунга к Шиндже, известна мощная обломочная толща триаса, содержащая прослои гипса и вулканогенно-обломочных пород. Толща эта, возможно, накапливалась в ограниченном разломами бассейне, положение которого соответствует будущему Пангонг-Нуцзянскому бассейну. Накопление обломочных фаций, по-видимому, продолжалось и в юре. Раскрытие Пангонг-Нуцзянского бассейна ознаменовалось появлением некоторых океанических формаций, флиша и радиоляриевых кремней, т.е. комплекса пород, характерного для глубоководного океанического трога. В меловое время в пределах полосы Кокунг—Шиндже отлагались преимущественно туфогенные песчаники, а также песчаники, конгломераты и глинистые известняки. Вблизи оз. Донгцо установлено отчетливое несогласие между глинистыми осадками с богатой фауной апт-альбских аммонитов и подстилающими гипербазитами. Это несогласие датирует время поступления офиолитового комплекса к дневной поверхности.

Мезозойские отложения Лхасского блока отличны от одновозрастных им отложений как Пангонг-Нуцзянского пояса, так и пояса Ярлунг—Цангпо.

Отложения триаса представлены здесь преимущественно песчаниками, известняками, аспидными сланцами и андезитами, а юрские отложения — главным образом известняками. Хотелось бы подчеркнуть, что аргиллито-карбонатные отложения и андезиты содержат в некотором количестве прослои базальтов, широко распространенные к востоку от Лхасы. Вулканические породы относятся, как правило, к известково-щелочной серии. Считается, что тектоническое положение этой формации отвечает вулканической островной дуге. Среди осадков мела преобладают грубообломочные разности с подчиненным количеством туфопесчаников, вулканитов и угленосных обломочных пород. В обнажениях вдоль дороги Лхаса—Янгбоджэн можно видеть резкое угловое несогласие между смятой в сладки формацией Такена (апт—сеноман) и перекрывающей ее вулканической формацией Линьздидзонг позднемелового—эоценового возраста (рис. 6). Вулканогенные и осадочные породы мезозоя прорваны в районе Лхасы гранитами Гандисского комплекса.

К северу от Пангонг-Нуцзянской разломной зоны осадочные отложения представлены угленосной параллической молассой верхнего триаса и эпиконтинентальными морскими осадками юры. Начиная с мелового времени осадконакопление приобретает континентальный характер. На севере региона, вдоль Циньшайской разломной зоны, флишевое осадконакопление пермо-триаса и подводный вулканизм намечают положение крайне суженного, "замыкающегося" палео-Тетиса.

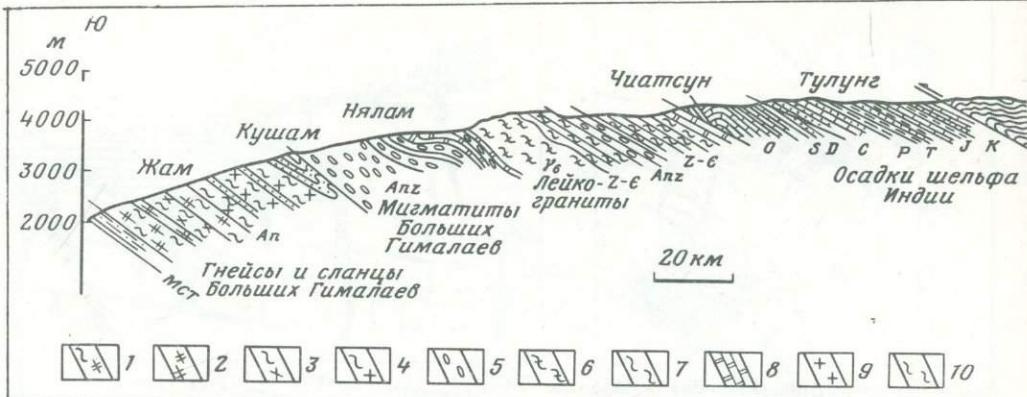


Рис. 6. Обобщенный структурный разрез от Высоких Гималаев через сутурную зону Ярлунг—Цангпо до Гангдисской горной дуги, по разным источникам

1 — кианит-силиманитовые гнейсы; 2 — кианитовые сланцы; 3 — силиманитовые гнейсы; 4 — ставролит-кианит-силиманитовые гнейсы; 5 — очковые мигматиты; 6 — лейкограниты Высоких Гималаев; 7 — кристаллические сланцы; 8 — мраморы; 9 — катакластические мусковитовые гранито-гнейсы; 10 — граниты; 11 — известняки; 12 — песчаники; 13 — аргиллитовые породы; 14 — глинистые сланцы; 15 — меланж; 16 — ультраосновные породы; 17 — диабазы и габбро; 18 — вулканиты; 19 — аспидные сланцы; 20 — конгломераты

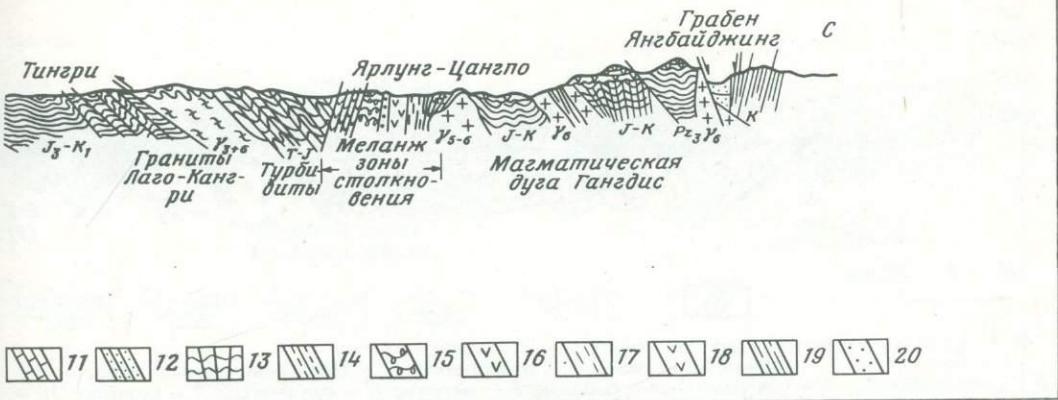
ОФИОЛИТОВЫЕ ПОЯСА ЦИНХАЙ-ШИЦЗЯНСКОГО ПЛАТО.

Наилучшим признаком закрытия океанического бассейна являются полно развитые офиолитовые ассоциации, приуроченные к межкратонным складчатым поясам. В пределах Шинхай-Шицзянского плато выявлено по крайней мере четыре офиолитовых пояса. Три южных пояса разделяют блоки, бывшие некогда частью Гондваны, четвертый пояс соответствует южной окраине Евразии.

Узкий офиолитовый пояс Ярлунг—Цангпо образует как бы становой хребет одноименной сутурной зоны и маркирует собой ту линию, вдоль которой океаническая литосфера нео-Тетиса была поглощена и исчезла с поверхности Земли в результате ее субдукции и последующего столкновения континентов. Пояс образован офиолитовыми пластинами, выжатыми и надвинутыми как на северное, так и на южное обрамление пояса, а также офиолитовым меланжем. В пределах пояса сохранилось, однако, некоторое количество полно развитых офиолитовых разрезов, образованных тектонизированными гарцбургитами, сменяемыми вверх по разрезу кумулятивными перидотитами и габбро, затем комплексом параллельных даек и, наконец, радиоляриевыми кремнями и другими глубоководными отложениями. Поступление офиолитов к земной поверхности произошло где-то между поздним мелом и эоценом и было вызвано заклиниванием наклоненной к северу зоны субдукции в связи со столкновением континентов. По сравнению с типичными, полно сохранившимися офиолитовыми разрезами других регионов мира офиолитовый комплекс Ярлунг—Цангпо является, однако, весьма специфичным. Габроиды, например, развиты в его пределах неповсеместно и не образуют протяженных и мощных тел. Мощность всей базитовой по составу части офиолитового разреза обычно не превышает 2 км. Это, возможно, связано с низкой скоростью спрединга морского дна, способного поддерживать существование лишь относительно небольших и, возможно, недолговечных магматических камер [1].

Изучение изотопии свинца показывает [10], что сформировавшая офиолиты Шигадзе магма являлась продуктом плавления источенной мантии и что по изотопному составу свинца она идентична базальтовым стеклам подводного хребта Карлсберг в Индийском океане. Из этого, возможно, следует, что офиолиты Шигадзе образовались в пределах срединно-оceanического хребта и что родоначальная для них мантия сходна с той мантией, которая в настоящее время еще сохранилась в Индийском океане.

Пангонг-Нуцзянский офиолитовый пояс расположен на 350 км севернее пояса Ярлунг—Цангпо и может быть прослежен в длину более чем на 1500 км. Западным его продолжением, возможно, является Фарахрудский офиолитовый пояс в Афганистане, вос-



точное продолжение уходит на юг в Юго-Восточную Азию, соединяясь с офиолитовыми поясами этого региона. Хотя этот пояс тектонически фрагментирован, в его пределах устанавливаются все элементы классического офиолитового разреза. При этом офиолитовые пластины субвертикальны или круто падают к северу и одна и та же пластина может несколько раз повторяться на одном и том же поперечном разрезе пояса (рис. 7). Сразу после закрытия океанического бассейна, на дне которого сформировались пангонг-нуцзянские офиолиты, часть морского дна Пангонг-Нуцзянского бассейна была обдуцирована в южном направлении на Лхасский блок. Благодаря резкому несогласию, отделяющему офиолитовый комплекс от перекрывающих его нижнемеловых отложений, время надвигания офиолитов может быть установлено достаточно точно.

Изотопные составы свинца офиолитовых пород района Донгцо не попадают в поле базальтов срединно-океанических хребтов и, вероятно, соответствуют формированию этих офиолитов в тыловом по отношению к островной дуге бассейне. Поэтому оба упомянутых комплекса офиолитов, приуроченных к рассекавшим Гондванский континент ветвям Тетиса, возникли в различной тектонической обстановке, что накладывает весьма строгие ограничения на любую плитотектоническую модель эволюции Цинхай-Шицзянского региона.

Лигтен-Цзиньшайский офиолитовый пояс отделяет Джантанский блок, являющийся наиболее северным элементом бывшей Гондваны, от наиболее южных блоков "евразийского" происхождения и представляет собой реликт палео-Тетиса. Срезаемый Каракорумским разломом этот пояс находит тем не менее свое западное продолжение в так называемом Ван-Акбайтальском линеаменте [10, 21]. В восточной своей части на территории западной Юньнани и провинции Сычуань пояс испытывает ветвление. Южная его ветвь из Юньнани, очевидно, протягивается далее на юг через район Чиангмая и Чианграя в северном Таиланде и вновь обнаруживается на восточном склоне Центрального хребта Малайского полуострова. Юго-восточная ветвь пояса по направлению на юго-восток сливается с офиолитами линии Айлаошань-Красная река и Дъенбъенфу. Возраст офиолитов Лигтен-Цзиньшайского пояса преимущественно пермский и триасовый. Их геологическое положение и геохимические характеристики изучены слабо. Позднетриасовая флишевая толща, развитая вдоль соответствующей этим офиолитам разломной зоны, намечает положение крайне суженного, "замыкающегося" палео-Тетиса, а позднетриасовая складчатость отражает акт окончательного закрытия палео-Тетиса, сопровождаемый и продолжаемый интрузиями позднетриасового-раннеюрского возраста, развитыми непосредственно к северу и востоку от этой сутурной зоны.

Разбросанные вдоль линеаментной зоны Южного Куньлуня — хребта Амнэ-Мачин тектонические клины, сложенные офиолитами и ассоциирующим с ними меланжем, могут маркировать собой положение более древней зоны субдукции. Позднерерцинская складчатость, интенсивность которой максимальна вблизи от упомянутого линеамента, была вызвана закрытием палео-Тетиса и сопровождалась (и продолжалась) внедрением в полосе непосредственно к северу от этой сутуры позднепалеозойских гранитных интрузий.

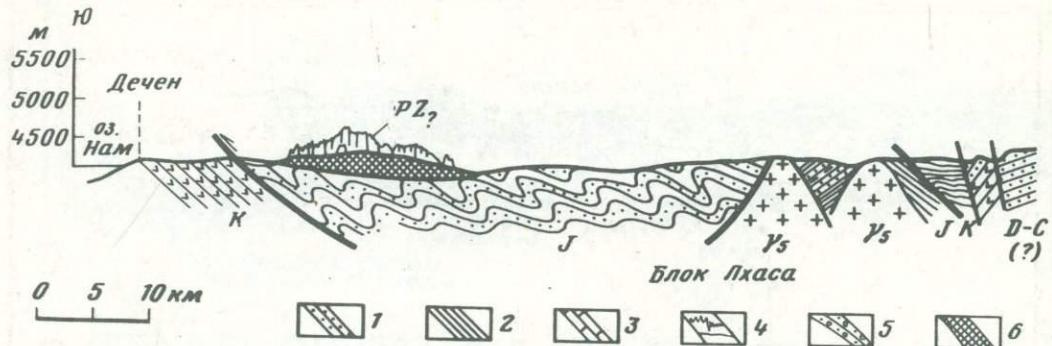


Рис. 7. Структурный разрез через Пангонг-Нузянскую сутурную зону

1 — песчаники; 2 — глинистые сланцы; 3 — известняки; 4 — тектонизированные известняки; 5 — конгломераты; 6 — ультраосновные породы; 7 — меланж; 8 — вулканиты; 9 — граниты; 10 — пиллоулавы; 11 — радиоляриевые кремни

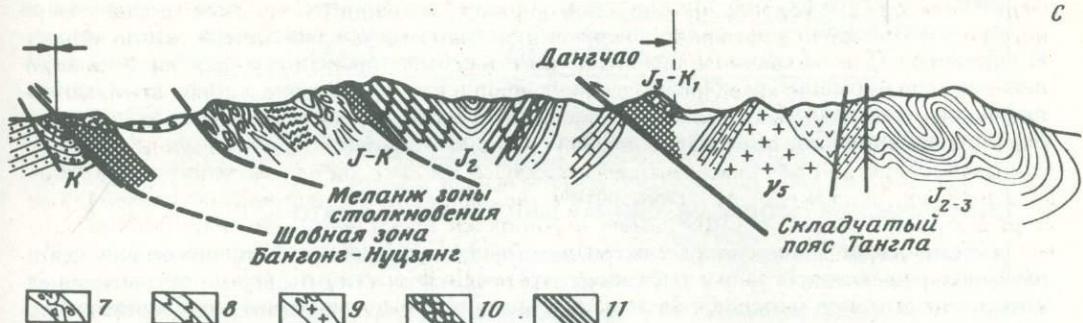
СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

Распределение структурных элементов Цинхай-Шицзянского плато определено контролировалось величиной и направлением приложенных тектонических усилий, физико-механическими свойствами и строением геологических комплексов и рядом других факторов. Как показано выше, Цинхай-Шицзянское плато образовано несколькими перемещавшимися в прошлом субконтинентальными массивами, которые разделяются сутурными зонами; поэтому тектоническая деформация региона характеризуется не только разнообразием морфологических форм, но и отчетливым проявлением межформационного скольжения и надвигания. Обращает на себя внимание разительный контраст, существующий между тектоническими стилями, присущими, с одной стороны, изоклинально-складчатой инфраструктуре пород фундамента и с другой — более пологоскладчатой супраструктуре тибетских осадочных серий. Простижение деформационных структур — преимущественно субширотное.

С появлением плитотектонической теории большое внимание в регионе стало уделяться тектонике столкновения континентов. Цинхай-Шицзянское плато является типичнейшим регионом именно такой тектоники. Во всяком случае, довольно простые по своим очертаниям орогенные сутуры являются здесь зонами повышенной деформации, вмещающие участки, сложенные сильно нарушенными офиолитами (наряду с которыми местами присутствует голубосланцевый меланж), и отделяют друг от друга континентальные блоки, обладающие несходной с соседними блоками доколлизионной историей деформации [7, 16, 17]. Например, сутурная зона Ярлунг-Цангпо (без примыкающих к ней Гандисской магматической дуги и передового по отношению к дуге флишевого клина Шигадзе) включает в себя три отчетливо различающиеся структурные зоны, сменяющие друг друга при пересечении сутуры с севера на юг: зону офиолитовых покровов, зону коллизионного меланжа, частью которой является пояс высокобарического и низкотемпературного метаморфизма, и, наконец, подвигающийся клин континентальной коры. Главные деформации имели место при надвигании офиолитов вдоль линии Ярлунг—Цангпо в южном направлении. Следующая по времени проявления и значимости фаза деформации характеризовалась образованием складок с неопределенной вергентностью и веерообразного кливажа, а также надвиганием масс в северном направлении. В ходе этой фазы деформации образовалась узкая зона близповерхностного обращения исходной структурной полярности (см. рис. 6).

Для большей части Лхасского блока характерно широкое развитие малоглубинной складчатости и крутых надвигов [5]. Вдоль дороги Лхаса—Янгбаджэн отчетливо видно резкое угловое несогласие между смятой в складки формацией Такена апт-сеноманского возраста и перекрывающей ее формацией Линьдэздонг (верхний мел—эоцен).

Пангонг-Нузянская сутурная зона сходна по характеру деформации с зоной Ярлунг—Цангпо и также характеризуется присутствием трех различных структурных комплексов, хорошо распознаваемых на заключенном между озерами Донгцо и Намцо



отрезке зоны. Этими комплексами являются надвинутый клин континентальной коры, представляющий собой активизированный фундамент корневой зоны, затем коллизионный меланж и, наконец, подвинутый клин континентальной коры (см. рис. 7). Хотя в пределах северного Шицзяна на поверхности выделяется несколько офиолитовых поясов, авторы склонны согласиться с той точкой зрения, что на самом деле здесь существует лишь один офиолитовый пояс, корневая часть которого обнажается в виде круто-падающего пояса Донгцо, офиолиты же внешней зоны представляют собой останцы тектонического покрова, или клиплены, входящие в состав тектонического меланжа. Этот последний сам толкался вперед и увлекался тектонически перекрывавшей его массой надвигавшейся континентальной коры. Этот процесс, характеризующий конечные стадии развития сутурной зоны, сопровождался (и продолжался) внедрением в полосе не-посредственно к северу от разломной зоны меловых интрузий. Гипербазиты несогласно и трансгрессивно перекрываются достаточно слабо деформированными параллельными и неритовыми отложениями самых верхов юры—нижнего мела, что позволяет достаточно точно датировать время поступления офиолитов к земной поверхности [5].

Раннеиеншаньская складчатость, наиболее интенсивно проявленная вдоль хребта Тангла, отвечает закрытию Пангонг-Нузянского бассейна, или, иными словами, столкновению Лхасского и Дажнгтангского блоков, сопровождавшемуся внедрением гранитоидов конца юры—нижнего мела. Отложения юры имеют в целом синклиниорную структуру, осложненную надвиганием масс в южном направлении.

Уместно упомянуть здесь о тектонических останцах, приуроченных к надвигам клиньев и включениям в меланже, сложенных офиолитами и образующих цепочки, вытянутые вдоль более северных сутур региона. Если исходить из того, что сходство следствий предполагает подобие причин, то надо признать, что сложно деформированные горные системы Куньлуня и Баян-Хара также свидетельствуют о столкновении некогда разобщенных между собой блоков мощной континентальной коры.

На Шицзянском плато известно много поперечных разломов, характеризующих позднюю (после образования сутурных зон) структуру региона. Крупнейшей из них является так называемая система Джатонг—Гулу, протягивающаяся на 600 км от горы Джомолари на юге до района западнее пос. Амдо на севере [23]. Эта система разломов распадается на несколько сегментов, отличающихся друг от друга характером движений. Например, имеющий северо-восточное простирание Джатонгский разлом имеет вполне отчетливые признаки правостороннего сдвига. Севернее, к западу от перевала Карила, известны два нормальных сброса, имеющих примерно меридиональное простираение. Приблизительно в 90 км к северо-западу от Лхасы имеется вытянутый в северо-восточном направлении грабен, отделяющий докембрийский фундамент хр. Нынчен-Тангла (к северо-западу от грабена) от филлитов, существенно кварцевых сланцев и мраморов пермо-карбона. Сам грабен выполнен ледниками, озерными и флювиальными осадками плиоцена и плейстоцена и вмещает Янгбаджэнское геотермальное поле. Хотя активных вулканов здесь нет, горячие источники многочисленны и повсеместны.

Существование подобного геотермального поля свидетельствует о присутствии на относительно небольших глубинах магмы, что подтверждается и данными глубинно-

го магнито-теплурического зондирования. Следует упомянуть, что грабен сочленяется со сколовой зоной субмеридионального простирания, обнажающейся вдоль дороги Нагчу—Амдо. Таким образом, движения вдоль субмеридиональных разломов не являлись чистым нормальным сбрасыванием, вызванным растяжением в широтном направлении, но представляли собой комбинацию нормального сбрасывания и скальвания, обусловленную меридиональным сжатием.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЦИНХАЙ-ШИЦЗЯНСКОГО ПЛАТО

Тектоническая эволюция рассматриваемого региона может быть объяснена комплексным воздействием таких тектонических процессов, как открытие и закрытие океанических бассейнов и последовательное столкновение с Азиатским континентом блоков, отколовшихся некогда от континента Гондваны.

Расположенная к югу от Куньлуня большая часть Цинхай-Шицзянского плато может рассматриваться в качестве мозаики континентальных глыб гондванского происхождения, отколовшихся в результате рифтогенеза от материнского для них континента и испытавших затем дрейф в северном направлении, который сопровождался раскрытием неоТетиса в тылу и сужением палеоТетиса перед фронтом дрейфующей системы блоков [21, 22]. Отделение этих континентальных фрагментов от Гондваны произошло, по-видимому, в поздней перми и оказывается грубо синхронным наступлению великой эпохи всемирного рифтогенеза.

Изврежение позднепалеозойских вулканитов формации Панджал—Трэпс в Кашмире и отложение пелагических известняков нижнескифского возраста, заполняющих каверны и трещины в кровле неритовых джульфианских известняков, возможно, указывают на начало рифтогенеза [3, 2]. За формированием на Гондванской платформе протяженных трещинных зон и сбросообразованием последовало быстрое опускание области Гималайского Тетиса. К югу от линии Ярлунг—Цангпо триасовые и частично юрские формации накапливались в виде обширных шлейфов, окаймляющих континентальное поднятие. Отложение формаций океанического типа отмечено начиная с юрского времени. Комплекс океанического дна представлен офиолитами и основными вулканитами, чередующимися с пелагическими осадками или переходящими в них по простиранию. Пелагические отложения поздней юры—раннего мела сложены угловатыми обломками основных и ультраосновных плутонических пород и перекрывают на Шайланском и Джидинском участках района Шигадзе вариолитовые вулканиты офиолитового комплекса. Эти отложения могут представлять собой ассоциацию глубоководного желоба и маркировать тем самым раннюю стадию субдукции океанического дна неоТетиса в Шицзянском сегменте. Такая субдукция подтверждается одновременным проявлением в Гангдисском поясе известково-щелочного базальтового магматизма и может быть синхронизирована с раскрытием Пангонг-Нуцзянского бассейна.

Тектоническая эволюция Гималайского орогена имеет несколько стадий. На первой из них, вероятно охватывающей поздний мел, развивающаяся субдукция и поглощение океанической коры неоТетиса привели к развитию позднемелового известково-щелочного магматизма, широко проявившегося в хребте Гангдис. Позднемеловые крупные батолиты и широко распространенные вулканические комплексы этого хребта перекрываются конгломератами олигоцен-миоценового возраста. На той же позднемеловой стадии, помимо магматической дуги, сформировались комплекс зоны субдукции и передовой по отношению к дуге бассейн (рис. 8). После этого океаническая кора, выходившая в промежутке между Гималайским и Лхасским блоками, была полностью поглощена и произошло столкновение двух континентальных масс. Это событие, по-видимому, случилось в эоцен-олигоценовое время, и именно благодаря ему сформировалась сутурная зона Ярлунг-Цангпо. В еще более позднее время сутурная зона играла роль плоскости ретрошарьяжа, в результате чего была сформирована узкая зона билзповерхностного обращения тектонической полярности (см. рис. 6). Некоторые авторы, правда, считают, что наблюдаемая вдоль сутуры Ярлунг—Цангпо полярность определена южным падением зоны субдукции [11], но подобное предположение противоречит традиционной и общепринятой интерпретации структуры Гималаев.

Дальнейшее сближение континентов, продолжавшееся после их спаиваний вдоль новообразованной сутурной зоны, характеризуется крупномасштабными перемещениями

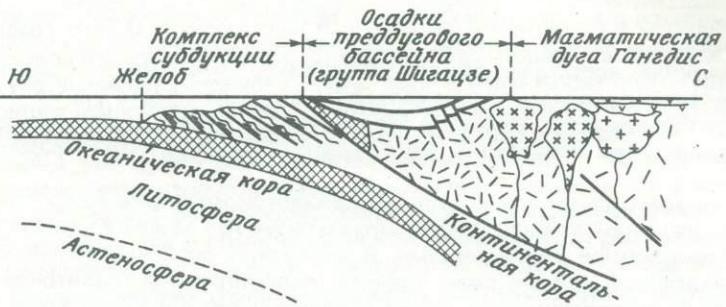


Рис. 8. Разрез через зону Ярлунг—Цангпо, реконструированный для конца мелового периода

континентальных масс вниз (вариант субдукции), вверх и в стороны [7]. Общеизвестно, что для Гималайского региона характерно надвигание континентальных масс и что максимум тектонической активности в целом мигрировал с севера на юг, причем подобная миграция отражается последовательным формированием Главного центрального надвига (среднетретичное время), Главного пограничного надвига и, наконец, современного Фронтального надвига (плиоцен-плейстоценовое время). С надвиганием масс вдоль Главного центрального надвига связано образование хорошо известного Гималайского комплекса лейкогранитов, а сами эти граниты испытали воздействие тектонических движений более позднего времени. Для всего Шыцзянского плато также характерно формирование крупномасштабных пологих надвигов и широкое распространение мало-глубинной складчатости и надвигов [6]. Все эти явления связаны с укорочением коры плато в меридиональном направлении, приводящим к удвоению ее мощности, а исключительно большая ширина зоны орогенического утолщения коры обусловила однородное поднятие очень широкого пояса, в результате чего и возникло Цинхай-Шыцзянское плато.

Имеющиеся данные по спредингу океанического dna указывают [14] на направленное к северу вдавливание Индийского субконтинента в Евразию, которое, однако, по-видимому, не может быть полностью скомпенсировано ни поддвиганием в зоне Гималаев, ни утолщением земной коры горных поясов Центральной Азии. П. Молнар и П. Таппонье [15] предположили, что в пределах Евразии латеральное укорочение коры может происходить путем горизонтального перемещения крупных ее блоков, отжимаемых в стороны от области Индо-Евразиатского столкновения. Данные геологического картирования говорят нам о существовании тех разломов, вдоль которых такое перемещение могло бы осуществляться, а данные сейсмологии показывают, что эти разломы могут продолжать быть активными до настоящего времени.

К северу от сутурной зоны Ярлунг—Цангпо расположен параллельный ей Гангдисский магматический пояс, который может быть прослежен по южной окраине Лхасского блока на расстоянии в 2000 км. Интервал между сутурной зоной и магматическим поясом сложен молассовыми отложениями формации Кайлас и группой Шигадзе. Положение пояса свидетельствует о генетической связи, существующей между ним и сутурной зоной, и о том, что генерация магмы вызвана субдукцией Индийской плиты и последующим столкновением континентов. Особенности акцессорной минерализации гранитоидов [18], геохимия редкоземельных элементов и величины первичного отношения Sr^{87}/Sr^{86} позволяют утверждать, что диорит-гранодиоритовые породы Гангдисского пояса сформировались в результате частичного плавления верхней мантии и (или) нижних частей коры при погружении субдуцирующей Индийской плиты под Лхасский блок. Вместе с тем образование двуслюдяных и биотитовых гранитов, как правило слагающих небольшие и расположенные дальше к северу тела, вызвано частичным плавлением коры и связано с постколлизионным надвигообразованием в зоне взаимодействия столкнувшихся континентов.

Лхасский блок некогда являлся составной частью Гондваны, и развитие его в палеозое имело платформенный характер. Триасовые отложения присутствуют лишь в полосе, грубо параллельной будущему Пангонг-Нуцзянскому бассейну, и достигают здесь значительной мощности. Представлены они грубообломочными фациями пород. Та же

картина сохраняется и в юре, но захваченная морской трансгрессией площадь в это время увеличивается, заметное влияние на ее величину оказал позднеиеншаньский тектоценез, отраженный достаточно резким несогласием между почти недеформированными вулканическими породами позднемелового—раннетретичного времени и подстилающими их дегритовыми и туфогенными отложениями нижнего и частично верхнего мела. Для этого блока также характерны малоглубинная складчатость и развитие надвигов [5].

Протягивающиеся по южной границе Джангангского блока горы Тангла сложены аргиллитовой осадочной толщей юры и характеризуются развитием тесно сжатых складок и надвигов с южной вергентностью. В этих горах особенно сильно проявлен иеншаньский тектоценез и, кроме того, широко распространены гранитоидные интрузии. Все это может быть прямым следствием субдукции океанической коры Пангонг-Нуцзянского бассейна и связанного с субдукцией сжатия.

Джангангский блок является самым северным фрагментом Гондваны, развитие его в палеозое и мезозое имело платформенный характер. На территории блока широко проявлен иеншаньский тектоценез. С гималайским тектоценезом связаны общее поднятие блока и надвигообразование, а также широкое развитие третичного и особенно четвертичного (в том числе совсем недавнего) вулканизма, имевшего преимущественно щелочной и субщелочной характер. Таким образом, хотя в ходе раннеиеншаньской фазы блок был стабилизирован, ныне он проявляет себя в качестве области сохранившейся тектонической подвижности.

Для гор Баян-Хар характерно полное развитие вулканогенно-осадочного разреза пермо-триаса. Разбросанные вдоль линии оз. Шидзынула—Дзегу тектонические клинья, сложенные офиолитами и ассоциирующим с ними меланжем, маркируют собой реликтовую зону палео-Тетиса. Протягивающиеся вдоль этой линии (от Даге до Даочена) гранитоидные массивы могут быть непосредственным продуктом субдукции палео-Тетиса и созданного субдукцией сжатия. Весь этот пояс консолидирован в индосинийскую фазу складчатости и является частью крупнейшей Индосинийской сутурной зоны, протягивающейся на запад до Гибралтара и уходящей в южном направлении в Юго-Восточную Азию.

Между горными хребтами Кунылуня и Баян-Хара расположена складчатая система Суньлын-Кандзе. Считается, что она представляет собой не полностью закрывшуюся океаническую "брешь", существовавшую некогда между Лавразией, Северо-Шицзянским блоком, Северо-Китайской и Южно-Китайской платформами и заполненную литологическими комплексами океанического происхождения, возможно вместе с останцами комплекса энсиматической островной дуги [20]. Очень похоже, однако, что эта площадь обнаруживает разительное сходство с опущенным жестким блоком. Наиболее интенсивной здесь была индосинийская складчатость, сопровождавшаяся и продолжавшаяся внедрением гранитов.

Кунылунь является составной частью Лавразии. Это горная система, сложенная осадочными и вулканическими толщами нижнего палеозоя, была деформирована и консолидирована интенсивной герцинской складчатостью. Сжатые в тесные складки породы этого пояса метаморфизованы и прорваны гранитами в основном позднепалеозойского возраста. Разбросанные вдоль линеамента Южного Кунылуня—хребта Амна-Мачин тектонические клинья, сложенные офиолитами и ассоциирующим с ними меланжем, могут маркировать собой положение древней зоны субдукции, а расположенные к северу от этой линии граниты — быть непосредственным продуктом субдукции и вызванного ею сжатия. Этот, герцинский по своему возрасту, орогенический пояс был в свое время выровнен эрозией и перекрыт континентальными отложениями мезозоя и, участками, морскими отложениями мела, пока, наконец, начиная с плиоценена он не стал испытывать дифференциальные восходящие движения.

Таким образом, в пределах описываемого региона отчетливо устанавливается направленная с севера на юг миграция орогенических процессов. Напрашивается объяснение, что такая миграция вызвана последовательным дрейфом к северу отколотых от Гондваны фрагментов континентальной литосферы и их поочередным столкновением с Евразией.

В результате субдукции, коллизии и последующего поддвигания континентальных масс происходило ограниченное по масштабам разрастание континентальных блоков, вызванное аккрецией на их окраинах некоторого количества осадочного и изверженного

го материала океанического происхождения. Одновременно континентальная земная кора региона утолщалась в результате ее гомогенного укорочения в меридиональном направлении, т.е. в результате процесса, который создал столь характерные для Цинхай-Шицзянского плато малоглубинную складчатость и надвиговые структуры [6, 7]. Широкое проявление предполагавшейся некоторыми авторами [19] крупномасштабной субдукции континентальной литосферы ограничено ее плавучестью.

Предлагаемый в настоящей работе синтез данных основан в первую очередь на собственных исследованиях авторов и имеет своей целью показать, что развитие Цинхай-Шицзянского плато может быть проинтерпретировано в терминах открытия и закрытия океанических бассейнов и столкновения континентов. Хотя распространение по всему Шицзяну палеозойских отложений с палеонтологическими сообществами гондванского типа приводило многих геологов к фикситской точке зрения, авторы объясняют указанный факт тем, что Цинхай-Шицзянское плато, вероятно, представляет собой мозаику блоков, поочередно откалывавшихся от Гондваны, дрейфовавших на север и затем сталкивавшихся с Азиатским континентом. При этом, однако, остаются открытыми вопросы о ширине океанического бассейна, представленного в современной структуре оphiолитовыми поясами, и о точной дате начала мезозойской субдукции вдоль зоны Ярлунг-Цанги. Авторы полагают, что субдукция началась раньше, чем, как это обычно считается, в позднемеловое время, и что, возможно, начало ее следует датировать самыми низами юры.

Потребуется еще очень много работы, чтобы лучше объяснить главные особенности Цинхай-Шицзянского плато, его большую высоту, повышенную мощность коры, молодой вулканализм и наблюдаемое распределение молодых (от позднего мела до современности) структурных элементов.

ЛИТЕРАТУРА

- Bally A.X., Allen C.R., Geyerm R.B. et al. Notes on the geology of Tibet and adjacent areas — report of the American plate tectonics delegation to the People's Republic of China. Va, 1980. (USGS Open File Rep.; N 80501).
- Bassoulet J.P. et al. Field evidence for continental rifting in Triassic time in Ladakh part of Indus suture zone. — In: Proc. Symp. Qinghai-Xizang (Tibet) plateau. Beijing: Sci. press, 1981, vol. 1, p. 579—585.
- Bhat M.I. et al. Panjal Trap chemistry and the birth of Tethys. — Geol. Mag., 1981, vol. 118, N 4, p. 367—373.
- Chang Chengfa et al. Some tectonic feature of the Mt. Jolmo Lungma area, southern Tibet, China. — Sci. Sinica, 1973, vol. 16, N 2, p. 257—265.
- Chang Chengfa et al. The geological history, tectonic zonation and origin of uplifting of the Himalayas. Peking, 1977.
- Chang Chengfa, Pan Yuchen. A brief discussion on the tectonic evolution of Qinghai-Xizang plateau. — In: Proc. Symp. Qinghai-Xizang (Tibet) plateau. Bieijing: Sci. press, 1981, vol. 1, p. 1—18.
- Dewey J.F. Suture zone complexities: A review. — Tectonophysics, 1977, vol. 40, p. 53—67.
- Frank W. et al. Geological observations in the Ladakh area (Himalayas): A preliminary report. — Schweiz. miner. und petrogr. Mitt., 1977, Bd. 57, S. 89—113.
- Gansser A. The Himalayas — a fascinating geological challenge. Episodes, 1979, p. 17—20.
- Göpel G. et al. Lead isotope study on Tibetan ophiolites. Recueil D'Articles colloque Franco-Chinois sur la géologie de L'Himalaya. Adstra, 1982.
- Huan Wen-Lin et al. The distribution of earth-
- quake foci and plate tectonics in the Qinhai-Xizang plateau and its vicinity. — In: Proc. Symp. Qinghai-Xizang (Tibet) plateau. Beijing: Sci. press, 1981, vol. 1, p. 651—659.
- Kravchenko K.N. Tectonic evolution of the Tien Shan, Pamir and Karakorum. — In: Geodynamics of Pakistan/Ed. A. Farach, K.A. De Jong. Quetta: Geol. Surv. Pakistan, 1979, p. 25—40.
- Li Xing-Xue, Yao Zhao-Qi. Discovery of Cathaysia flora in the Qinghai-Xizang plateau with special reference to its Permian phytogeographical provinces. — In: Proc. Symp. Qinghai-Xizang plateau. Beijing: Sci. press, 1981, vol. 1, p. 145—148.
- McKenzie D.P., Sclater J.G. The evolution of the Indian ocean since the Late Cretaceous. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1971, vol. 24, p. 437—528.
- Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. — Science, 1975, vol. 189, p. 419—426.
- Oxburgh A.K. Flake tectonics and continental collision. — Nature, 1972, vol. 327, p. 202—204.
- Oxburgh A.K. Plate collisions. — In: Geodynamics today — a review of the Earth's dynamic processes. L. Roy. Soc., 1975.
- Pan Jingming et al. Features of accessory minerals in granitoid rocks in southern Xizang. — In: Proc. Symp. Qinghai-Xizang plateau. Beijing: Sci. press, 1981, vol. 1, p. 469—473.
- Powell C.M., Conaghan P.J. Plate tectonics and the Himalayas. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1981, vol. 20, p. 1—12.
- Sengör A.M.C. The evolution of Palaeo-Tethys in the Tibetan segment of the Alpide. — In: Proc. Symp. Qinghai-Xizang plateau. Beijing: Sci. press, 1981, vol. 1, p. 51—56.

21. Stöcklin J. Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia. — Mem. soc. géol. France, 1977, N 8, p. 334—353.
22. Stöcklin J. Geology of Nepal and its regional frame. — J. Geol. Soc. London, 1980, p. 34—60.
23. Taponnier P. The Tibetan side of the Indian-Eurasia collision. — Nature, 1981, vol. 294, N 5840, p. 405—410.
24. Thakur V.C. Divergent isogrades of metamorphism in some part of Higher Himalayan zone. — In: Himalayas: Sciences de la Terre. P.: CNRS, 1977, vol. 268, p. 433—443.
25. Xu Ronghua et al. Petrogenesis of the granitoids in the Himalayan Tibetan orogenic belts. Recueil D'Articles colloque Franco-Chinois sur la géologie de L'Himalaya. Abstra, 1982.
26. Yin Ji-Xiang et al. Stratigraphic and geologic characteristics of Preordovician rocks in the Central Himalayas. — In: Proc. Symp. Qinghai-Xizang plateau. Beijing: Sci. press, 1981, vol. 1, p. 263—274.

УДК 551.24 (520)

СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЯПОНСКИХ ОСТРОВОВ

Т. КИМУРА

Токийский университет, Япония

Стадии эволюции. Эволюционная история Японских островов в послесилурийское (или послеордовикское) время подразделяется на следующие шесть стадий:

- I — Мотаи—Нагасаки, силур—средний карбон;
- II — Микабу, поздний карбон—средняя пермь;
- III — Акиеси, поздняя пермь—средняя юра;
- IV — Сакава, поздняя юра—мел;
- V — Хидака, палеоген;
- VI — Мицую, неоген—антропоген.

Последняя из этих стадий подразделяется в Юго-Западной Японии на раннюю, среднюю и позднюю субстадии. На каждой стадии (или субстадии) отмечаются проявления высокотемпературного метаморфизма, гранитоидного плутонического магматизма или андезитового вулканизма и, наконец, деформаций земной коры.

На разных стадиях эволюции территория Японии находилась в сфере влияния различных по направлению их субдукции океанических плит, связанных с всемирным ансамблем литосферных плит или с его северотихоокеанской частью.

Тектонические провинции и зоны. В настоящее время субдукция океанических плит создает в полосе между континентом и океаном обширное поле тектонических дислокаций, в пределах которого можно выделить несколько тектонических провинций, а именно континентальную окраину, краевое море, вулканическую (внутреннюю) и невулканическую (внешнюю) дуги, континентальный склон (включающий в себя передовой по отношению к дуге бассейн и склон глубоководного желоба), сам желоб и, наконец, океанический бассейн. При этом указанные тектонические провинции, как правило, не отграничены друг от друга едиными и выдающимися по своей протяженности разломами; основным исключением в этом отношении является совпадающая с глубоководным желобом зона субдукции.

Область, простирающаяся от континентальной окраины через краевое море до внутренней островной дуги часто описывается в качестве континентально-окраинной и островодужной тектонических провинций. Внешняя дуга, наблюдающаяся, например, в осевой части Курильских островов, но в большинстве случаев отсутствующая, образует вместе с зоной континентального склона провинцию внешней окраины дуги. В пределах собственно Японии сходные тектонические провинции могут быть выделены для различных ее участков на различных стадиях ее эволюции в прошлом (см. табл. 3—5). В древности территории тогдашних островных дуг, т.е. континентально-окраинных и собственно островодужных провинций прошлого, являлись ареной магматической (гранитоидной и андезитовой) активности, хотя андезитовый вулканализм имел достаточное (хотя и меньшее) развитие и в пределах внешней окраины некоторых передовых по отношению к дуге бассейнов.

Тектонические провинции характеризуются специфическими для каждой стадии эволюции геологическими событиями, причем для некоторых стадий единая тектоническая

Таблица 1

Тектоническое районирование Японских островов на стадии V их геологического развития

ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЯПОНИЯ

Зона Хида (1)	Доюрская континентальная окраина
— — — разлом — — —	
Зона Сангун-Ямагути (2), включает зону ультраосновных пород Оми-Майдзуру-Нагасаки (1) Доюрское краевое море Титибу
Зона Рёке (3)	
Медианная тектоническая линия (II)	
Зона Самбагава-Титибу (4)	
Зона Куросегава (5) В целом соответствует доюрской островной дуге
Зона Самбосан (6)	
— — — Тектоническая линия Бацудзо(IV) — — —	
Зона Симантю (7) Передовой по отношению к дуге бассейн для различных стадий
Зона Сетогава-Накамура (8)	(Тектоническая линия Акаиси – У) (Тектоническая линия Канто – У1)

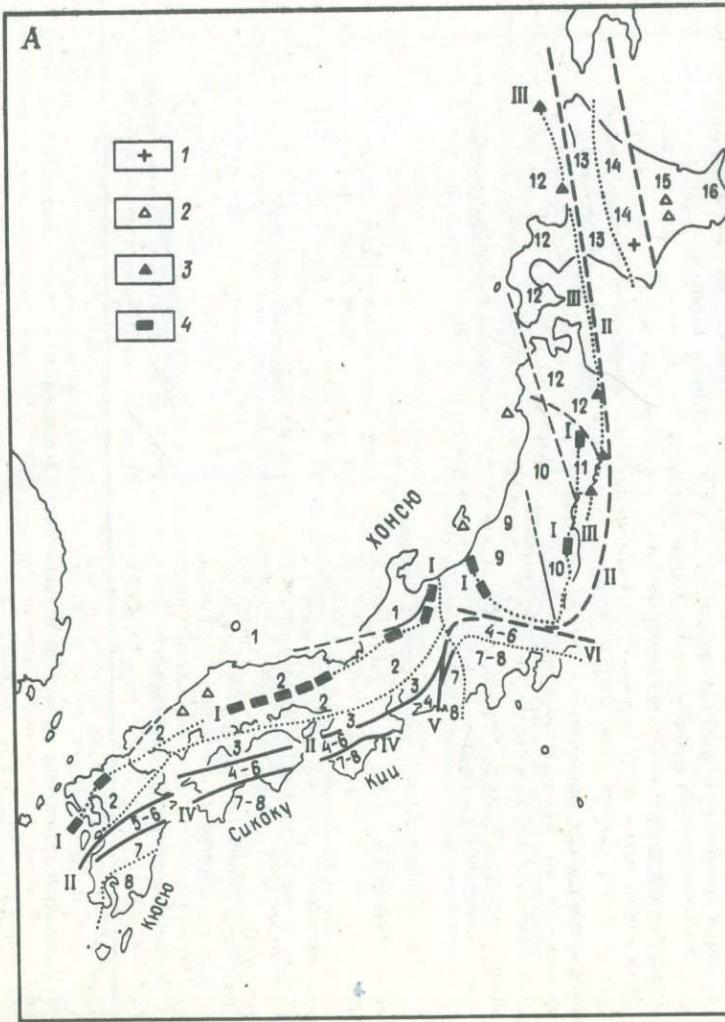
Зона меловых гранитоидов

СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЯПОНИЯ И ХОККАЙДО

Зона южного побережья Японского моря (9), включает площадь Ётзу (1)	Продолжение доюрского краевого моря Титибу
Зона Абукума (10) Доюрский субконтинентальный массив Абукума-Китаками
включает площадь Матзугадайра (1)	
Зона Южного Китаками (11)	
включает площадь Мотаи (1) и зону Офунато (5)	
Зона Северного Китаками – северного побережья Японского моря – Западного Хоккайдо (12), включает андезитовую зону Восточное Китаками – Рэбун (III) Доюрский передовой бассейн
— — — Прото-Медианная тектоническая линия(II')— — —	
Зона Камуикотан – Сорати (13) Срединный Хоккайдо
Зона Хидака (14)	
Зона Никоро (15)	
Западное окончание Курильской дуги (16) Восточный Хоккайдо

Зона меловых гранитоидов

А



Б

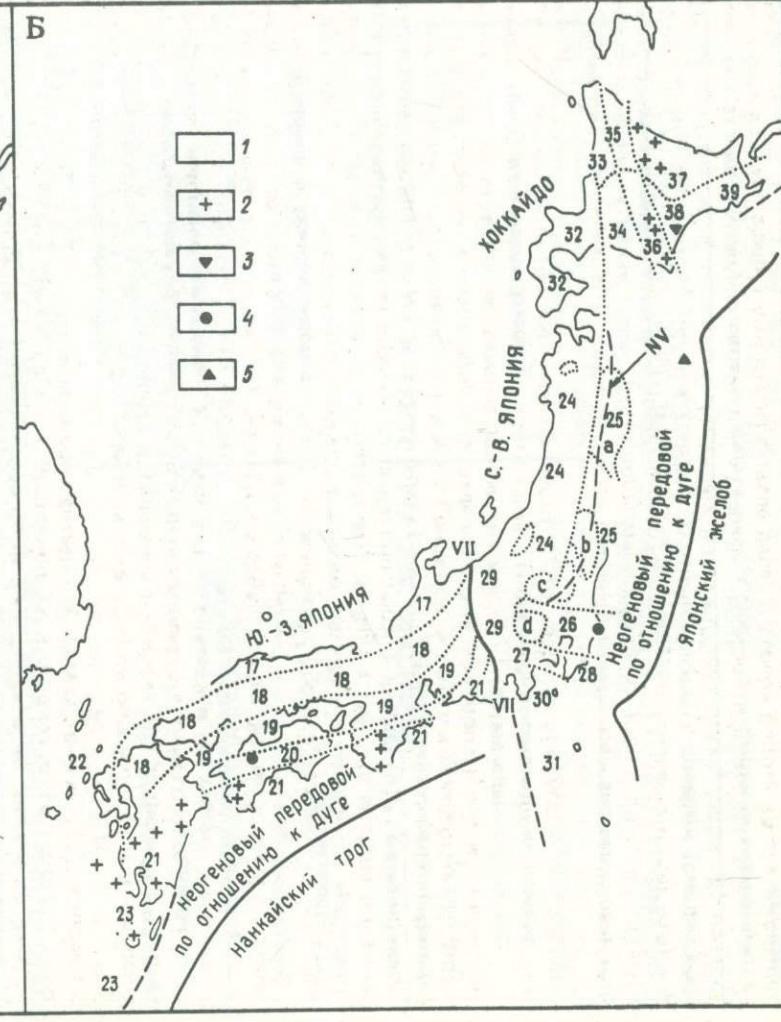


Таблица 2

Тектоническое районирование Японских островов на стадии VI их геологического развития

Юго-Западная Япония

Зона Санин—Хокурику (17)

Горы Тюгоку—Тюбу (18)

Зона Сэтоути (19), включает миоценовый вулканический пояс

Сэтоути—Тоси по обеим сторонам Медианной тектонической линии

Зона С. Кума—Кии (20)

Зона Ю. Кума—Кии (21); пояс миоценовых гранитов включает

Миядзаки-Нанкай-Токай-

скую площадь развития осадочных пород

Дуга северо-западного Кюсю—северного Рюкю (23)

Линия Итоигава—Сидзуока (VII)

Северо-Восточная Япония

Япономорская сторона (24), включает массивы Асио (c) и др.

Тихоокеанская сторона (25), включает массивы Китаками (a) и Абакума (b)

Бассейн Канто (26), массив гор Канто (d) к северу от него

Зоны Тандзава (27) и Босо (28)

Зоны Фосса—Магна (29), Тандзава (27) и Идзу (30); северное окончание Ситито-Марианской дуги (31). Зона Фосса—Магна—Тандзава—Идзу пересекается зоной Тандзава—Босо

Хоккайдо

Западное Хоккайдо (32)

Зоны Темпоку (33) и Уракава (34)

Срединное Хоккайдо на стадии VI

Осевая часть Хоккайдо; северная (35) и южная (36) части гор Хидака

Зоны Китами (37) и Токати (38)

Восточное Хоккайдо на стадии VI

Западное окончание Курильской дуги (39)

Неогеновая вулканическая зона протягивается от Западного Хоккайдо через зону Темпоку и северное окончание осевой части Хоккайдо к зоне Китами, т.е. диагонально к перечисленным выше тектоническим зонам

ническая провинция иногда подразделяется на несколько различных тектонических зон со специфическим для каждой из них распределением магматических и осадочных пород и их деформаций. Когда одна система субдукции сменяет другую, происходит соответственная смена или перестройка тектонических провинций и зон. При этом в едином поле тектонических дислокаций подобная перестройка для различных тектонических провинций происходит не одновременно. Влияние перестройки системы субдукции раньше всего оказывается на океанической стороне провинции внешней окраины дуги, позднее эта перестройка влияет на более глубинные уровни земной коры внутренней дуги и еще позднее — на приповерхностные уровни коры в этой последней зоне, причем временной интервал подобного запаздывания может достигать десятков миллионов лет.

Геологические события прошлого и "современные тектонические зоны". При перестройке системы субдукции происходит поддвигание юной субдукционной пластины под связанный с более древней системой комплекс, состоящий из продуктов более древней магматической деятельности, деформированных слоистых толщ, реликтов древних субдукционных пластин и т.д. Хорошим примером подобных соотношений может служить современная структура Японских островов, в пределах которых отмечается современная субдукция под комплексы, созданные в ходе разновозрастных субдукций палеозойского и мезозойского времени (см. рис. 4).

Как видно из табл. 1, 2 и рис. 1, Японские острова подразделяются на множество

Рис. 1. Тектоническое районирование Японских островов на стадиях V (A) и VI (B) ее геологического развития

A. 1 — олигоценовые метаморфические породы; 2 — олигоценовые андезиты; 3 — раннемеловая зона андезитового вулканализма в Северо-Восточной Японии; 4 — гипербазиты стадии I; цифры на схеме соответствуют цифрам в табл. 1.

B. 1 — неогеновый вулканический фронт; 2 — неогеновые граниты за пределами япономорского побережья и района Фосса—Магна; 3 — неогеновые андезиты района Токати на Хоккайдо; 4 — неогеновые бронзитовые андезиты к югу от Медианной тектонической линии; 5 — риолиты с абсолютным возрастом 25 млн. лет в пределах палеосуши Оясио; цифры на схеме соответствуют цифрам в табл. 2.

так называемых "тектонических зон". Тектоническое районирование Японии для преднеогенового времени дано в табл. 1, для неоген-четвертичного — в табл. 2. Каждая из показанных на таблицах "тектонических зон" (или из групп таких зон) не является результатом какого-либо одного "орогенического цикла". "Современные тектонические зоны" отличаются друг от друга наблюдаемым ныне на современном эрозионном срезе распределением магматических и осадочных пород и особенностей их деформаций, причем это распределение отчасти является результатом последней стадии тектонических движений, но во многих других отношениях — сложной равнодействующей множества геологических событий, имевших место на древних стадиях эволюции данной территории и в пределах существовавших здесь в древности тектонических зон. Поэтому, например, тектоническое районирование, представленное в табл. 1, является результатом совокупности всех геологических событий, произошедших на территории Японии в допалеогеновое время.

Наложение молодых тектонических зон на более древние очевидно в случаях их диагонального пересечения в пределах какой-либо территории. Примером может служить диагональное сочленение метаморфических пород пояса Самбагава (стадия IV) с зоной Курасегава—Офунато стадии I на о. Сикоку или наблюдавшееся в Китаками аналогичное сочленение с той же зоной (стадия II) относящегося к стадии IV пояса мелового андезитового вулканизма и гранитоидной активности (см. рис. 1). Наложение тектонических зон может проявляться и в многостадийности магматической (гранитоидной и андезитовой) деятельности в пределах какой-либо площади (при мер см. ниже).

Высокотемпературный метаморфизм, гранитоидный и андезитовый магматизм. На рис. 2 и в табл. 3—5 показаны высокотемпературные зоны, существовавшие в пределах внутренней островной дуги на каждой стадии эволюции и представленные либо зонами высокотемпературного метаморфизма, либо зонами проявления гранитоидного и (или) андезитового магматизма. Обычно предполагается, что для каждой стадии высокотемпературные зоны тесно связаны с субдукцией океанической плиты. Однако нередко андезитовый вулканизм связан не непосредственно с субдукцией данной стадии, но скорее с субдукционной пластиной более древней стадии. Например, четвертичные вулканы (горы Дайсан, Санбесан и Аонояма) тяготеют в Юго-Западной Японии к побережью Японского моря. Однако современная, т.е. соответствующая поздней субстадии стадии VI субдукционная пластина, движущаяся под дугу из Нанкайского трога (желоба), еще не достигла в настоящее время положения корневых зон этих вулканов. Таким образом, эти вулканы могут быть связаны с субдукционной пластиной ранней (неогеновой) субстадии стадии VI.

Более того, субдукция какой-либо одной стадии эволюции может послужить причиной приблизительно одновременного появления зон магматической активности по обеим сторонам краевого моря или передового по отношению к дуге бассейна. Так, цепь вулканов и вулканических островов, протягивающаяся от Татуна (на Тайване) до Сенкаку, и с другой стороны вулканические острова Токара—Ивоторисима приурочены соответственно к северо-западному и юго-восточному бортам Окинавского трога.

Точно так же на стадии III вдоль северо-северо-западного и юго-восточного бортов краевого моря Титибу протягивались зоны гранитоидного магматизма Хида и Курасегава—Офунато. Более поздний, олигоценовый, риолитовый вулканизм был приурочен к краевой части древней суши Оясио вдоль границы ее с Японским желобом (см. рис. 2) и явился предвестником неогенового вулканизма стадии VI, проявившегося на обращенной к Японскому морю окраине Северо-Восточной Японии. Эти две относящиеся к стадии VI вулканические зоны разделены интервалом в 200 км или более, занятым неогеновым, передовым по отношению к дуге бассейном и "внешней" дугой, в пределах которых неогеновый вулканизм не проявился.

В случае сохранения на какой-либо площади высокотемпературных условий при переходе от более древней к более юной стадии, что характерно для перекрывающихся участков двух параллельных или диагонально пересекающихся высокотемпературных зон разного возраста (см. рис. 2), отмечается многостадийное проявление магматической деятельности того или иного рода. Например, в зоне Хида проявлены гранитные

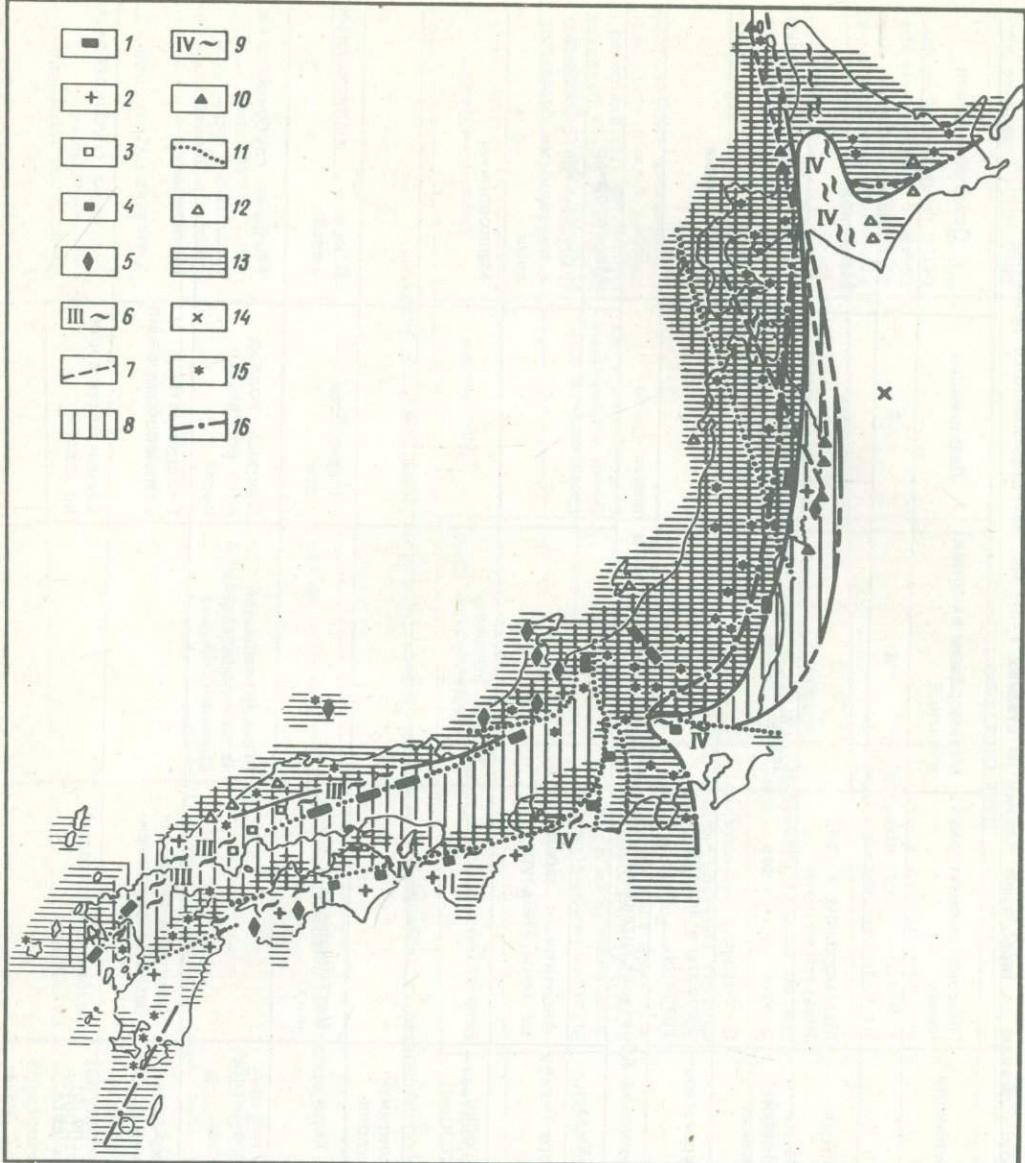


Рис. 2. Проявления магматической деятельности и метаморфизма на различных стадиях геологического развития Японских островов

Стадия I (Мотай—Нагасаки) : 1 — гипербазиты, 2 — граниты, риолиты, андезиты; стадия II (Микабу) : 3 — андезитовые породы, 4 — зеленокаменный комплекс Микабу; стадия III (Акиёси) : 5 — высокотемпературные метаморфиты, граниты, 6 — метаморфические породы повышенных давлений, 7 — триасовый тектонический тренд в Китаками; стадия IV (Сакава) : 8 — высокотемпературные метаморфиты, граниты, риолиты, 9 — метаморфические породы повышенных давлений, 10 — андезитовая зона восточного Китаками—Рэбун, 11 — граница между гранитами с абсолютными возрастами 120—110 и 100—90 млн. лет; стадия V (Хидака) : 12 — высокотемпературные метаморфиты, андезиты; стадия VI (Миçуо) : 13 — андезиты, граниты, 14 — риолиты с абсолютным возрастом 25 млн. лет в пределах палеосуши Оясио, 15 — четвертичные вулканы, 16 — фронт четвертичного вулканизма

Таблица 3
Основные геологические события, происходившие на территории Японии на стадиях I, II, III ее геологического развития

Стадия	Тектоническая провинция		Высокотемпературная зона	Метаморфизм высоких давлений	Деформации	Осадочные фации
1	2а	2	3	4	5	6
I (Мотай) силур–ранний карбон		Континент Хида	Метаморфизм и граниты		Складчатость	Мелководные
		Рифт Мотай–Майдзури–Нагасаки		Метаморфизм	Складчатость (?)	Умеренно глубоководные с офиолитоподобными породами
		Острова Куроsegава–Офунато	Риолиты и андезиты, граниты			Мелководные
Смещение массива Абакума–Китаками и изгиб территории Японии в плане						
II (Микабу) ранний карбон– средняя пермь	Континент и "дуга"	Континент Хида				Мелководные
		Краевое море Титибу	Андезиты к западу от зоны Майдзуру			Умеренно глубоководные с подводными базальтоидами
		Острова Куроsegава–Абакума–Ю. Китаками				Мелководные
		Площадь континентального склона				
III (Акиёси) поздняя пермь – средняя юра	Континент и "дуга"	Континент Хида	Метаморфизм и граниты		Складчатость	В юре – мелководный шельф
		Краевое море Титибу		В северо-западной части – метаморфизм Сангун	Покровы подводного соскальзывания	Умеренно глубоководные
		Острова Куроsegава–Абакума–Ю. Китаками	Граниты и андезиты (развиты ограниченно)		Складчатость и разрывообразования	Мелководные
		Передовой, по отношению к дуге, бассейн	Слабый андезитовый вулканализм		Складчатость в конце стадии	Умеренно глубоководные
	Внешняя окраина дуги	Самбосан – С. Китаками – З. Хоккайдо				
		Площадь континентального склона вне передового бассейна, восточная часть З. Хоккайдо				Зона более мелководных известняков
		"Океаническая" по характеру коры площадь Камуикотан–Сорати		Зона субдукции Вероятно, ранние стадии метаморфизма Камуикотан		Умеренно глубоководные
		Латеральное перемещение территории Японии от палеоэкватора				Широкое проявление подводного базальтоидного вулканализма, офиолиты

Таблица 4
Основные геологические события, происходившие на территории Японии на стадиях IV и V ее геологического развития

Стадия	Тектоническая провинция		Высокотемпературная зона	Метаморфизм высоких давлений	Деформации	Осадочные фации
1	2а	2	3	4	5	6
IV (Сакава) поздняя юра–мел	Дуга	Дуга внутренней части Юго-Западной Японии – Западного Хоккайдо	Высокотемпературный метаморфизм Рёке и Абакума. Нижнемеловая андезитовая зона Восточного Китаками–Рэбун. В пределах дуги – широкое проявление гранитоидного и риолитового магматизма		Складчатость, особенно интенсивная в Китаками и на З. Хоккайдо	К концу юры краевое море Титибу почти целиком осушилось. На внешнюю сторону дуги в мелу распространяется мелководный шельф
		Зоны Самбагава–Титибу, Куроsegава, Самбосан	В зоне Куроsegава – слабое проявление гранитоидного магматизма	Метаморфизм Самбагава и Камуикотан	Крупное надвигание Древне-Рёкайского пояса, складчатость	
		Передовой бассейн Симанто–Эдзо	На внешней границе зоны Симанто – слабое проявление риолитового вулканализма			Умеренно глубоководные; на внешней окраине зоны Симанто – подводный хребет с мелководными фациями
		Площадь Никоро с "океанической" корой		Зона субдукции		Широкое проявление подводного базальтоидного вулканализма

Таблица 4 (окончание)

1	2а	2	3	4	5	6
		Латеральное смещение дуги примерно на 100 км к югу и ее существенный изгиб Образование надвигов системы Бацудзо				
V (Хидака) пaleоген	Дуга	Дуга Хонсю—З. Хоккайдо— Срединный Хоккайдо (зона Хидака)	Вдоль северо-западной окраины дуги — андезито- вый вулканism			Местами мелководно-мор- ские отложения; на Сре- динном Хоккайдо, Кюсю и в других местах — угле- носные пачки
			Метаморфизм Хидака	На З. Хоккайдо, вероятно, еще бо- лее глубокое по- гружение		
Внешняя окраина дуги	Шельф Си- манто	В. Хоккайдо	Андезитовый вулканism	Слабый метамор- физм в связи с надвигами Бацудзо		Мелководный шельф; на В. Хоккайдо — угленосные пачки
	Передовой бассейн Се- тогава Палеосуша Курисио	Охотский бассейн			В зоне Сетагава — складчатость в конце стадии	Умеренно глубоководные; на южной окраине — воз- никновение палеосушки Курисио

Существенная перестройка системы субдукции

Таблица 5

Основные геологические события, происходившие на территории Японии на стадии VI ее геологического развития

Стадия	Тектоническая зона		Высокотемпературная зона	Метаморфизм высо- ких давлений	Деформации	Осадочные фации
VI Мицую (в Юго- Западной Японии) неоген-четвертич- ное время	Ранняя субстадия	Юго-Западная Япония				
		Зона Санин—Хокурику	Раннемиоценовые и четвертичные анде- зыты		Складчатость	Во многих случаях мел- ководные
		Горы Тюгоку—Тюбу			Глыбовые движения по разломам	
		Зона Сетоути	Миоценовые анде- зыты			Неморские и мелко- водно-морские
VI (Мицую) (в Северо-Восточной Японии и на Хок- кайдо) неоген-чет- вертичное время	ранняя субстадия	С. Кума—Кии				
		Ю. Кума—Кии	Миоценовые граниты		Пологая складчатость северо-западного прос- тирания	Частично мелководный шельф
		Мурато и другие пе- редовые бассейны		Зона субдукции		Умеренно глубоководные
		Нанкайский трог (желоб)		Вероятен		
	Сред- няя	Тектоническое районирование дуги то же, что и на ранней субстадии. Субдукция вдоль Нанкайского трога, однако, приостановилась. Эпоха расширения океанического бассейна Сикоку				
		Возобновление субдукции вдоль Нанкайского трога, причем край субдуцирующей пластины находится теперь под С. Си- коку и Кии				
		Северо-Восточная Япония и Хоккайдо				
		Япономорская сторо- на Северо-Восточной Японии — З. Хоккай- до — север осевой части и район Китами на Хок- кайдо	Неогеновый и четвер- тичный андезитовый вулканism, местами неогеновые граниты		Глыбовые движения по разломам и склад- чатость	Преимущественно мелко- водные; достаточно глу- боководные фации лишь на немногих участках
		Китами на Хоккайдо				
		Тихоокеанская сторо- на Северо-Восточной Японии — З. Хоккайдо — горы Хидака и Токати на Хоккайдо	Местами неогеновый вулканism		Местами глыбовые движения по разломам	Участками мелководно- морские
	Внешняя ок- раина дуги	Площадь континен- тального склона			Очень слабые дефор- мации	Умеренно глубоководные
		Японский желоб		Зона субдукции Вероятен		
На Срединном Хоккайдо отмечаются неогеновая складчатость и сводные поднятия меридионального простирания, хотя проявления андезитового вулканизма вытянуты в широтном направлении параллельно Японскому желобу. При этом распределение осадочных фаций контролируется на Хоккайдо меридионально вытянутыми сводными поднятиями.						

интрузии стадий III (Акиёси) и IV (Сакава) и, кроме того, андезитовый вулканизм стадий VI (Мицую) и, вероятно, V (Хидака). На япономорской стороне Северо-Восточной Японии выделяются гранитные интрузии стадии IV (Сакава) и диагонально по отношению к ним ориентированный пояс андезитовых вулканитов стадии VI (Мицую). В противоположной, притихоокеанской, части Северо-Восточной Японии, вблизи Офунато, известны проявления андезитового вулканизма стадий I (Мотай—Нагасаки), III (Акиёси) и IV (Сакава). При этом наибольший размах глубинная магматическая активность имела здесь в меловое время на стадии IV, гранитоидные продукты которой не ограничиваются в своем распространении только Северо-Восточной Японией, но захватывают обширный пояс от Юго-Западной Японии до Западного Хоккайдо, образуя как бы остов Хонсю-Западно-Хоккайдской дуги.

Пространственное совмещение продуктов магматической деятельности разных стадий свидетельствует о том, что относительно более молодая субдукция была направлена под геологические комплексы, возникшие в результате субдукции, происходившей на более древних стадиях геологической эволюции (см. рис. 4).

Складчатость. Складкообразование происходило в Японии на каждой стадии ее геологического развития. При этом для Японии установлены следующие две серии эволюции стиля складчатости: а) складчатость течения—складчатость скальвания—флексурная складчатость¹ (серии F—S—B или "текущее—флексурообразование") и б) складчатость течения—разлинование—флексурная складчатость (серии F—L—B). Серии первого типа свойственны средне-высокотемпературным, а второго — относительно низкотемпературным площадям. Следовательно, смятые в складки течения породы низкотемпературного уровня метаморфизма образуют серии F—L—B совместно с очень слабометаморфизованными или совсем неметаморфизованными породами.

Складчатость относительно более глубинного типа хорошо проявлена главным образом в складчатых зонах более древних стадий, где на современную поверхность выходят некогда достаточно глубоко погруженные породы. В складчатых зонах юных стадий такого рода складчатость отсутствует. В япономорской части Северо-Восточной Японии неогеновые слои смяты на стадии VI (Мицую) во флексурные складки, отражающие дифференциальные блоковые движения фундамента, консолидированного на стадии IV (Сакава). Однако пройденная близ Нигаты скважина вскрыла на глубине около 3000 м неогеновые аргиллиты, нарушенные кливажем течения, который является вполне определенным признаком складчатости скальвания. К северу от Нигаты, в Сасагаванагаре, фундаментом неогеновых отложений служит тело гранитов, структура которых свидетельствует о складчатости скальвания. В данном случае, при широком взгляде на вещи, гранитный фундамент участвует вместе с перекрывающими его отложениями неогена в создании серии F—S—B, хотя выходящие на поверхность неогеновые породы не обнаруживают никаких признаков складчатости скальвания.

В внешней зоне Юго-Западной Японии, включая и горы Канто, неогеновое (стадия VI) сводовое вздутье имеет меридиональное простижение, параллельное неогеновым структурам Северо-Восточной Японии, хотя на юго-западе страны отмечается субширотное простижение структур стадии V и более древних стадий. На Кюсю, западном Сикоку и центральном Кии связанные со сводовым вздыманием неогеновые интрузии гранитов и кварцевых порфиров вытянуты в меридиональном направлении (см. рис. 2). Однако гранитная и кварц-порфировая зоны неогена приурочены к зонам Симанто и Сетогава—Накамура, образующим в совокупности широтный пояс. Из этого можно сделать вывод, что условия, необходимые для образования гранитной и порфировой магмы, создаются на более глубоких уровнях земной коры и в пределах пояса, протягивающегося в широтном направлении параллельно существовавшей в неогене зоне субдукции плиты Филиппинского моря. Можно полагать также, что указанные магмы интрудировали на верхние уровни коры в соответствии с меридиональным структурным планом новейшего сводового вздутья и перпендикулярно к простианию зоны субдукции, откуда следует, что пологие пликативные структуры верхней части коры могут иметь иное направление, чем структуры более глубоких недр.

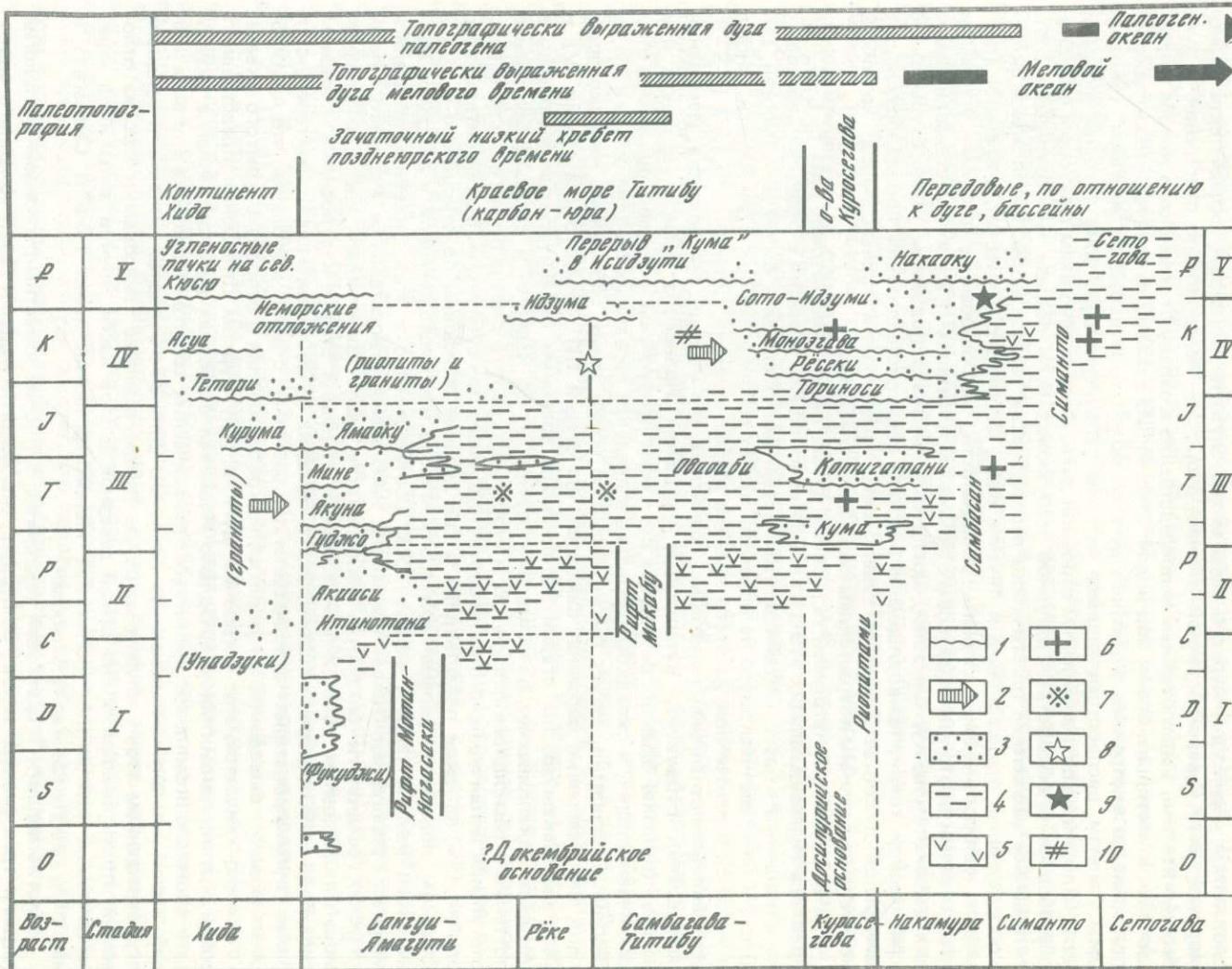
¹ Под флексурной складчатостью автор, по-видимому, понимает складчатость изгиба (как продольного, так и поперечного). Использованы латинские символы: F — от flow (текущее), L — от lens (линза), B — по-видимому, от bend (изгиб). — Примеч. пер.

В пределах высокотемпературной зоны внутренней островной дуги (или вблизи от нее) складкообразование происходит непрерывно или захватывает всю кульминационную эпоху данной стадии; на внешней окраине дуги, напротив, складкообразование вообще не происходит, если не считать складчатости, связанной с подводным оползанием. Примером первого рода может служить неогеновая складчатость япономорской части Северо-Восточной Японии, второго — передовой по отношению к дуге бассейн неогена, расположенный непосредственно к западу от Японского желоба и находящийся в настоящее время под водой (рис. 4). Из сказанного следует, что складкообразование во внутренней островной дуге не может быть вызвано "жестким" сжимающим усилием, распространяющимся из зоны субдукции через зону внешней окраины дуги и достигающим внутренней стровной дуги. Скорее основным фактором складкообразования в высокотемпературной зоне может быть подъем температуры и соответствие увеличение пластичности верхней части земной коры. Интенсивное складкообразование, происходящее в течение очень короткого промежутка времени (примером которого может служить складчатость, маркированная резкими угловыми несогласиями внутри нижнемеловых отложений в Китаками) и иногда устанавливаемое для высокотемпературной зоны, могло быть вызвано подъемом температуры выше критической точки, приводящим к быстрой перекристаллизации породообразующих минералов и соответственному увеличению пластичности горных пород, но никак не быстрым и резким возрастанием сжимающего усилия.

По контрасту с внутренней островной дугой, серии складчатости типа F—L—B проявлялись на завершающих этапах тех или иных стадий развития в пределах передовых по отношению к дуге бассейнов. Примерами могут служить бассейны Самбосан, Симанто и Сетогава—Накамура на конечных этапах соответственно стадий Акиёси, Сакава и Хидака; исключением из этого правила являются серии складчатости типа F—S—B, устанавливаемые вблизи некоторых гранитных тел неогенового возраста. Изменения направления субдукции, латеральные смещения Японского региона в целом или изгибы (в плане) древних островных дуг также приурочены к заключительным этапам различных стадий, и складкообразование в пределах передовых по отношению к дугам бассейнов, вероятно, может быть связано со всеми этими событиями. Нередко полагают, что осадочные бассейны Самбосан (на стадии III), Симанто (на стадии IV) и Сетогава—Накамура (на стадии V) являлись древними океаническими желобами, в которых накапливались океанические осадки, и что надвиго- и складкообразование постепенно распространялись в них в сторону открытого океана по мере постепенного отступания в том же направлении соответствующих зон субдукции. В действительности, однако, эти площади представляли собой древние передовые по отношению к дугам бассейны, подобные современным трогу Мурото или расположенной к северу от Нансайского желоба террасе залива Тоса. Соответственно в этих бассейнах отлагались мощные терригенные толщи при очень небольшом относительном количестве пелагических осадков и базальтов. Складчатость здесь проявлялась после накопления мощных осадочных толщ в конце соответствующих стадий и относилась к сериям типа F—L—B. В пределах каждого такого бассейна более древние слои характеризуются более глубинным стилем складчатости по сравнению с более молодыми, что противоречит модели постепенной миграции складкообразования в сторону открытого океана.

Обычно считается, что островные дуги в структурном отношении представляют собой крупные антиклиниории. Однако Японская островная дуга, созданная в результате сложного комплекса различных геологических событий нескольких разных стадий эволюции, антиклиниорием не является. Для Юго-Западной Японии очевидным подтверждением этому служит широкое распространение триасовых и юрских отложений, протягивающихся из самой северной в этой части Японии зоны Хида через занимающие центральное положение метаморфические пояса Рёке и Самбагава в наиболее южную здесь зону Самбосан.

Пологие надвиги и сдвиговая тектоника. В Японии известны региональные пологие надвиги трех разных типов. Во-первых, это пологие надвиги гравитационного скольжения, примером которых могут служить покровы подводного соскальзывания позднетриасово-юрского возраста, установленные в пределах северной части краевого моря Титибу, верхнеюрский—раннемеловой покров того же типа, известный на обоих склонах центрального низкого поднятия (так называемой Эониппонской кордильеры), возникшего внутри этого же краевого бассейна, и, наконец, неогеновый покров



скольжения на западном склоне зоны поднятий Хидака. Пологие надвиги второго типа представляют собой выполаживающиеся верхние части обычных, в целом достаточно крутых взбросо-надвигов, примером чего могут служить надвиговые перекрытия в связи с неоген-четвертичными блоковыми движениями в Северо-Восточной Японии и предполагаемый крупный пологий надвиг палео-Рёкейского пояса на пояс Самбагава-Титибу, датируемый концом юры-началом мела и положивший начало существованию Медианной тектонической линии Японии (точнее, ее наиболее глубоких ныне наблюдаемых уровней). К третьему типу пологих надвигов относятся крупные перекрытия, возникновение которых связано с общим латеральным смещением Японского региона и примером которых могут служить возникшие в конце стадии IV надвиги так называемой серии Бацудзо (рис. 5). Вдоль всех региональных пологих надвигов проявился (сильно или слабо) метаморфизм повышенных давлений.

Пологие надвиги указанных трех типов и разных стадий эволюции региона нередко сосуществуют в пределах одних и тех же площадей. Например, в современной зоне Самбагава-Титибу известны покровы подводного соскальзывания стадии III, надвиги, возникшие в связи с общим надвиганием палео-Рёкейского пояса на пояс Самбагава-Титибу и, наконец, пологие надвиги, принадлежащие к серии Бацудзо.

Сдвиговая тектоника установлена для позднемелового-раннепалеогенового времени, т.е. для конца стадии IV. Особенно велики сдвиговые перемещения вдоль тектонических линий Акаси и Канто (см. рис. 7), составляющие соответственно до 100 и до 200 км. Когда в конце стадии IV Японский регион перемещался как целое к югу и формировались покровы серии Бацудзо, в Центральной Японии проявились указанные сдвиговые смещения, и в результате древняя Японская дуга была сильно изогнута. Именно благодаря этому латеральному перемещению и изгибу Японской дуги и сформировалосьproto-Японское море.

Хотя и не столь разительно, как в конце стадии IV, сдвиговая тектоника проявилась также и в четвертичное время, о чем свидетельствуют молодые смещения вдоль некоторых участков Медианной тектонической линии и ряда других разломов Центральной Японии.

Метаморфизм высоких давлений в Японии. Обычно полагают, что метаморфизм высоких давлений проявляется вдоль зон субдукции. В Японии, однако, метаморфические породы повышенных давлений, слагающие известные на уровне современного эрозионного среза метаморфические пояса, образовались благодаря движениям по региональным пологим надвигам или накоплению огромных покровов подводного соскальзывания в связи с воздыманием высокотемпературных зон. Именно поэтому метаморфиты высоких давлений зачастую и образуют вместе с расположенными непосредственно рядом с ними высокотемпературными зонами парные метаморфические пояса.

Те метаморфические породы высоких давлений, которые, как полагают, должны были формироваться вдоль неогеновой (т.е. относящейся к стадии VI) зоны субдукции, пока еще не выведены на современную земную поверхность, но остаются на какой-то глубине внутри коры. Более древние метаморфические породы подобного типа, сформировавшиеся вдоль зон субдукции более далекого прошлого, также обычно остаются не выведенными на уровень современного эрозионного среза и не образуют поэтому сплошных метаморфических зон, встречаясь, однако, иногда на поверхности в виде глыб в осадочных толщах подводно-оползневого происхождения или в виде блоков среди интрудированных в твердом состоянии серпентинитовых масс.

Метаморфические комплексы зоны Сангун (кроме относящихся к стадии мета-

Рис. 3. Осадочные фации и несогласия в пределах Юго-Западной Японии

1 — несогласие; 2 — перенос обломочного материала; 3 — мелководные фации; 4 — умеренно глубоководные фации; 5 — подводный базальтоидный вулканизм; 6 — ограниченные по масштабам проявления гранитоидного или андезитового магматизма; 7 — по обоим бортам зоны Рёке осадочные фации вполне сходны друг с другом; 8 — надвигание вдольproto-Медианной тектонической линии; 9 — образование надвигов системы Бацудзо; 10 — в это время метаморфические породы Самбагава были еще глубоко погружены и обломочный материал поступал из древне-Рёкейской зоны

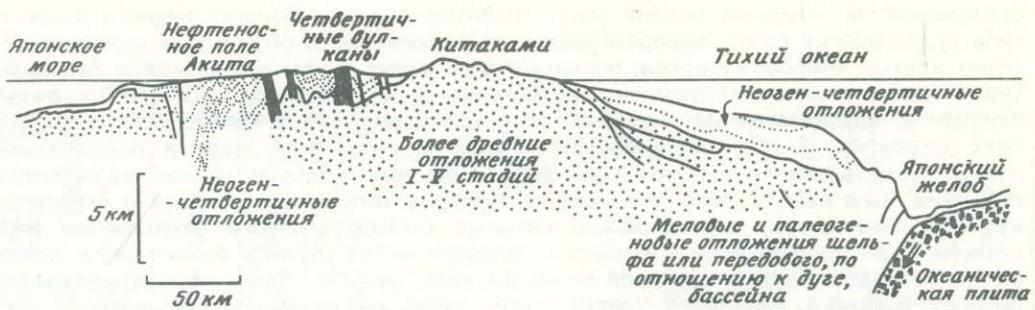


Рис. 4. Широтный разрез через Северо-Восточную Японию. Геологическая структура неоген-четвертичных отложений дана по Исиавада и др. (1977 г.)



Рис. 5. Наддиги системы Баудзо

Крестом с точками показаны более древние наддиги и покровы подводного скоскальзывания

морфических пород Оми и Майдзуру) сформировались под очень мощным чехлом, образованным гравитационными покровами подводного скоскальзывания. Обычно считается, что метаморфические комплексы Самбагава и Камуикотан образуют два различных метаморфических пояса. Однако эти комплексы имеют почти одинаковый возраст и приурочены к океанической стороне прото-медианной тектонической линии, представляющей собой обращенную к океану границу распространения меловых гранитов, непрерывно протягивающихся от Юго-Западной Японии до Западного Хоккайдо (см. рис. 2, 7, 8). Эти меловые граниты диагонально прорывают комплексы тектонических зон более далекого прошлого.

Взаимное положение гранитов и метаморфических пород Самбагава–Камуикотан, с одной стороны, и более древних тектонических зон – с другой, показывает, что нет никакой необходимости предполагать существование желоба, который протягивался бы вдоль метаморфического пояса Самбагава–Кумуикотан по океанической стороне гранитоидной дуги мелового времени. На самом деле метаморфические породы комплекса Самбагава не образовывались в пределах зоны субдукции. В эпоху метаморфизма Самбагава (т.е. на стадии IV) зона субдукции располагалась на океанической стороне передового по отношению к дуге бассейна Симанто. Предполагается, что метаморфиты Самбагава возникли в процессе пологого надвигания палео-Рёкейского пояса на зону Самбагава–Титибу. Метаморфические породы комплекса Камуикотан (кроме заключенных в серпентиниты блоков кварц-жадеитовых пород), вероятно, возникли в процессе пологого надвигания, вызванного поднятием Западного Хоккайдо. С наддигами Баудзо также связан слабый метаморфизм пород группы Симанто (в северной части поля их распространения на п-ове Кии и в горах Канто), проявившийся в конце стадии IV.

Офиолитоподобные породы Японии. В Японии известны офиолитоподобные породы нескольких различных эпох становления их близ земной поверхности. Во всех случаях продвижение офиолитов к поверхности происходило в виде "твёрдых" интрузий¹, а не путем обдукии или крупномасштабных вертикальных

¹ Т.е., очевидно, в виде протрузий. — Примеч. пер.

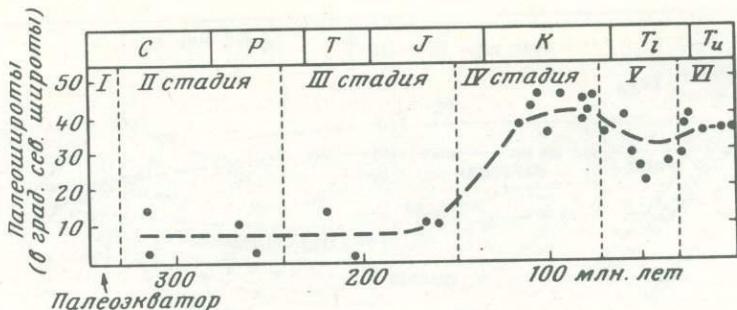


Рис. 6. Палеошироты Юго-Западной Японии на различных стадиях ее геологического развития. Палеомагнитные данные, по Сасаджима (1981 г.)

перемещений. В поясе Камуикотан, являющемуся крупнейшей площадью распространения японских олиолитов, серпентиниты во многих пунктах прорывают меловые отложения группы Эдзо.

Олиолитоподобные породы площадей Мотеи, Оми, Майдзуры и Нагасаки и зоны Микабу, вероятно, связаны с древней рифтовой системой. Другие тела олиолитов были первоначально, по-видимому, глубоко задвинуты под территорию Японии в процессе субдукции океанических плит, а позднее оказались выведенными на поверхность в виде "твердых" интрузий серпентинитов.

В тектонической зоне Курасегава серпентиниты стадии III (Акиёси), содержащие блоки метаморфитов повышенных давлений (возрастом 240 млн. лет) и других пород основания, внедрились в твердом состоянии в мелководные морские отложения стадии Акиёси, причем это внедрение произошло во время и после отложения мелководных морских осадков мелового возраста, относящихся к стадии IV (Сакава).

В зоне Минеока известны базальтовые пиллоу-лавы трех возрастных групп: дозоцновые, нижнемиоценовые и относящиеся к самым верхам нижнего миоцена или к нижней части среднего миоцена. Гипербазитовые породы слагают здесь крупные тела, внедрившиеся в твердом состоянии в дозоценовое или эоценовое время. В раннем миоцене снова произошло внедрение (в твердом состоянии) гипербазитовых тел в осадки морского дна, причем блоки гипербазитов сползали под действием силы тяжести в раннемиоценовый бассейн морского осадконакопления, в котором пиллоу-лавы накапливались в противоположность гипербазитам в виде не сползших блоков, а нормальных лавовых потоков. В том же районе горизонты, датируемые самыми верхами нижнего или низами среднего миоцена, также сложены базальтовыми пиллоу-lavами. Эти миоценовые пиллоу-лавы не могут быть членами олиолитовых ассоциаций, хотя и рассматриваются многими геологами в качестве таковых. Дело в том, что в пределах зоны Минеока в миоценовое время не происходило внедрения олиолитоподобных пород, одновременного отложению вмещающих их осадочных отложений.

Осадочные фации и несогласия. В пределах Японии отложение осадков мелководного шельфа, прибрежных фаций и умеренно глубоководных морских фаций краевых морей и передовых по отношению к дугам бассейнов происходило начиная с силурийского времени (рис. 3). Осадки океанического дна или весьма глубоководных краевых морей, напротив, распространены в Японии очень ограниченно, хотя, возможно, по крайней мере часть отложений, слагающих пермско-юрскую (до низов мела) группу Сорати и юрско-меловую группу Никоро на Хоккайдо, принадлежит именно к этим фациальным типам.

Постепенный переход от шельфовых фаций к фациям умеренно глубокого моря, свойственный краевым и передовым по отношению к дуге бассейнам, хорошо устанавливается вдоль окраинных частей бассейнов каждой стадии геологической эволюции. На рис. 3 показаны эти постепенные переходы, отмечаемые для территории Юго-Западной Японии. Существование подобных переходов говорит о том, что для каждой стадии субдукция океанической плиты вдоль границ континента краевым морем или же островной дуги с передовым по отношению к дуге бассейном отсутствовала. Кроме того, изучение истории осадконакопления показывает, что обмеление этих краевых

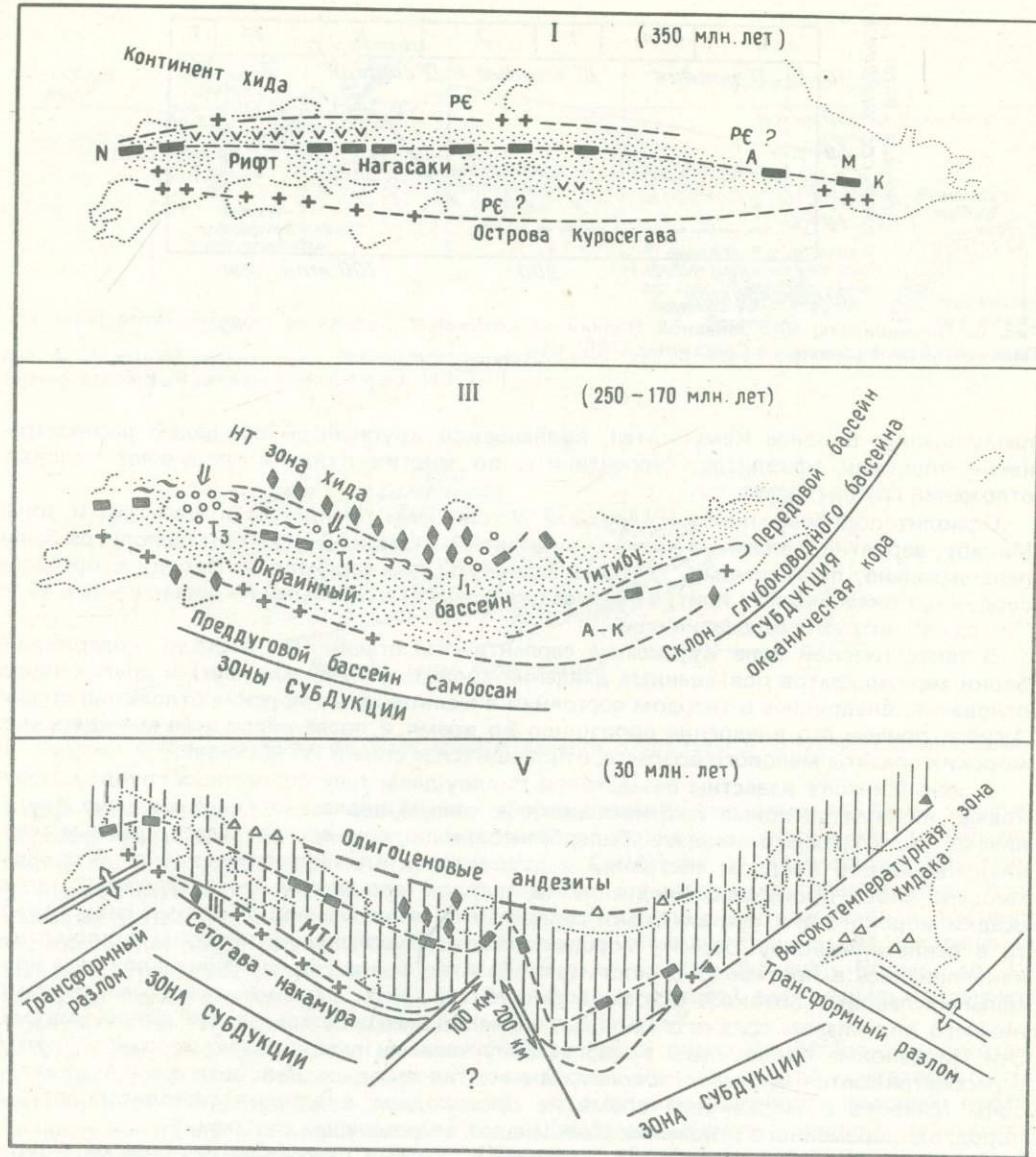
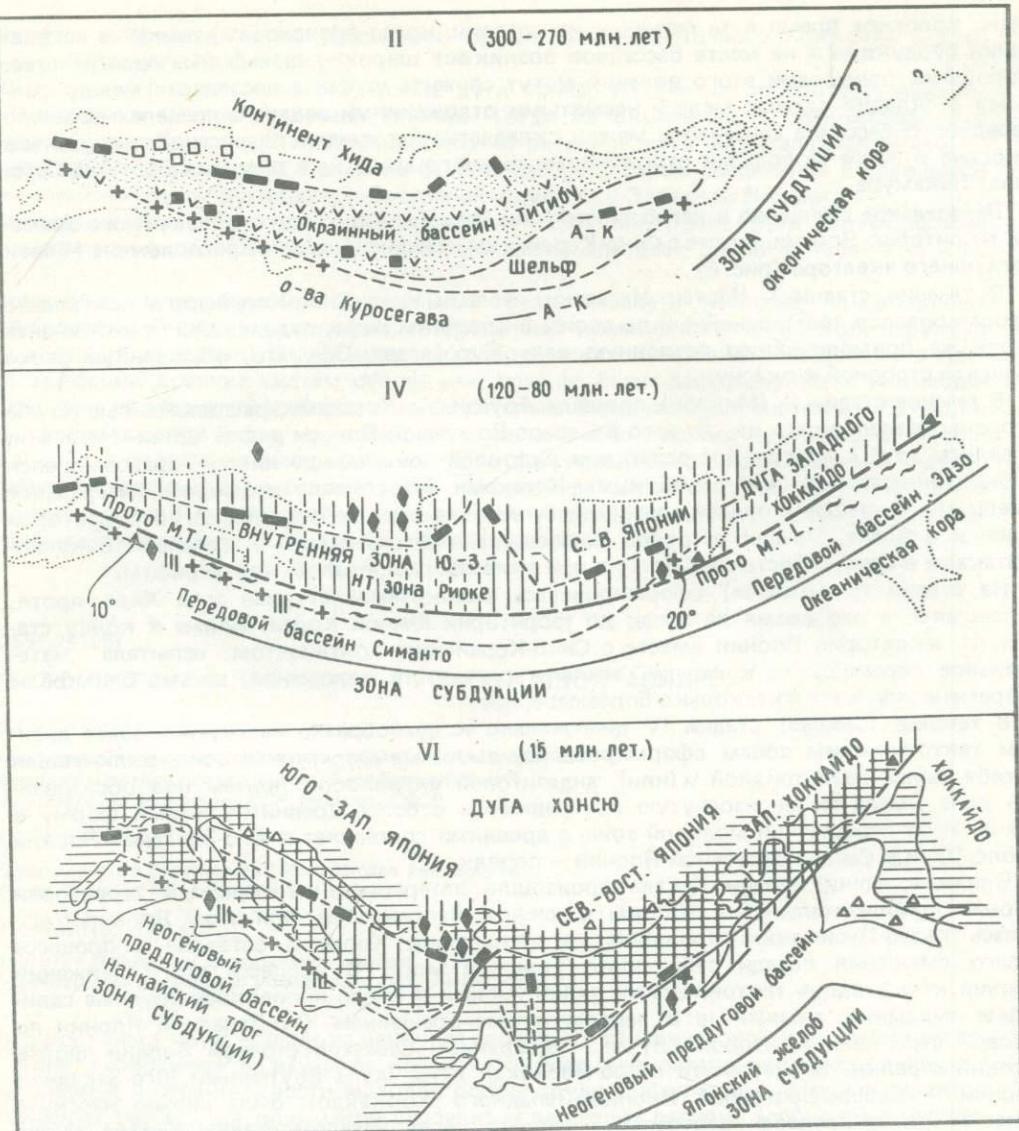


Рис. 7. Структурное развитие Японских островов

1 — подводные изменения базальтов; 2 — грубообломочные осадки; 3 — гигантские подводные оползни. А — Абукума; К — Китаками; М — Мотаи; Н — Нагасаки; в — надвиг Бацудзо; а, к — тектонические линии: а — Акиеси, к — Канто; НТ — высокотемпературный метаморфизм. Остальные условные обозначения см. на рис. 2

морей и передовых бассейнов обычно начиналось с их окраинных частей, постепенно распространяясь на протяжении каждой стадии и на их центральные части.

Для всего осадочного разреза Японии, охватывающего отложения от силура до антропогена, описано большое количество угловых или параллельных несогласий. На рис. 3 показаны те из них, которые установлены для Юго-Западной Японии. Многие из них являются локальными. Региональные несогласия (даже угловые) по большей части связаны с колебаниями уровня моря, имевшими континентальный или всепланетный масштаб. В пределах мелководных шельфов окраинных морей



или передовых по отношению к дугам бассейнов почти всегда устанавливаются угловые несогласия, которые по направлению к центральным частям бассейнов сменяются согласными соотношениями слоев, причем этот переход происходит через зону, в пределах которой наблюдается параллельное несогласие.

Существует несколько значительных угловых несогласий, вызванных быстрыми деформациями в пределах островной (внутренней) дуги. Одним из редких примеров несогласия в связи с очень сильным и кратковременным складкообразованием является угловое несогласие внутри нижнемеловых отложений района Китаками. Однако в пределах Срединного Хоккайдо, расположенного непосредственно к востоку от северного продолжения зоны Китаками, все нижнемеловые слои залегают согласно. Предполагается, что интенсивное, но при этом весьма локальное раннемеловое складкообразование в Китаками вызвано локальным же увеличением пластичности земной коры этой области, возможные причины чего упомянуты выше.

По контрасту с территорией островных (внутренних) дуг в пределах передовых по отношению к дугам бассейнов существенные угловые несогласия часто образуются за

очень короткое время в те моменты их истории, когда происходит изменение направления субдукции и на месте бассейнов возникают широкие шельфовые пространства. Хорошими примерами этого явления могут служить угловые несогласия между смятыми в складки слоями мела и несмятыми отложениями эоценов в пределах древнего передового бассейна Симанто и между складчатыми толщами палеогена—самых низов миоцена и более молодыми отложениями нижнего миоцена в пределах бассейна Сетогава—Накамура.

Латеральное смещение и изгиб территории Японии. Вплоть до среднеюрского времени территория Японии вместе с Сино-Корейским континентом была расположена вблизи тогдашнего экватора (рис. 6).

В течение стадии I (Мотаи—Нагасаки) вблизи края Сино-Корейского континента сформировался прямолинейный по своим очертаниям рифт, отделивший от континента стол же прямолинейную островную цепь Куросегава—Офунато, обращенную своей внешней стороной к океану.

В течение стадии II (Микабу) площади Абукума и Катааками, расположенные по обе стороны разделявшего их до того в Северо-Восточной Японии рифта Мотаи—Нагасаки, спаялись друг с другом и с остатками рифтовой зоны между ними. Образовавшаяся субконтинентальная масса Абукума—Катааками испытывала некоторое латеральное смещение в сторону океана, следствием чего явился небольшой изгиб территории Японии в плане. Позади островов Куросегава в Юго-Западной и массива Абукума—Катааками в Северо-Восточной Японии при этом сформировались новые рифты.

На стадии III (Акиеси) сформировалась высокотемпературная зона Хида, протягивавшаяся в это время на запад до территории Южной Кореи. Ближе к концу стадии III территория Японии вместе с Сино-Корейским континентом испытала материальное перемещение к северу, заняв в результате положение, весьма близкое к современному, хотя и несколько более северное.

В течение (Сакава) стадии IV диагонально к дугообразно изогнутым более древним тектоническим зонам сформировалась высокотемпературная зона, включавшая в себя пояса гранитоидной и (или) андезитовой активности, причем новообразованная зона имела менее изогнутую по сравнению с более древними зонами форму в плане. Угол пересечения молодой зоны с древними составляет в Юго-Западной Японии около 10° и в Северо-Восточной Японии — порядка 20° .

Ближе к концу стадии Сакава произошло латеральное перемещение территории Японии приблизительно на 100 км в южном направлении, при этом Япония отделилась палео-Цусимским проливом от территории Кореи и оставила в процессе своего смещения позади себяproto-Японское море. В процессе этого движения Японии к югу вдоль тектонических линий Акаси и Канто проявились крупные сдвиговые смещения, вызванные в первом случае вращением Юго-Западной Японии по часовой стрелке и во-втором случае — вращением Северо-Восточной Японии против часовой стрелки. В результате палео-Японская дуга (дуга Внутренней Юго-Западной Японии — Северо-Восточной Японии—Западного Хоккайдо) была сильно изогнута (рис. 7), и в пределах центральной Японии перед началом стадии Хидака также сформировались меньшие по масштабу и ориентированные навстречу друг другу структуры изгиба. В это же время вдоль только что возникших трансформных разломов впервые началось формирование геологической структуры таких современных островных дуг, как Курильская, Сисито и Рюкю.

На стадии V (Хидака) вдоль внутренней границы дуги Хонсю проявился андезитовый вулканализм, следствием чего явилось формирование здесь полого изогнутого в плане вулканического пояса (см. рис. 7).

Наконец, перед началом стадии VI (Мицую) Северо-Восточная Япония, по-видимому, испытала направленное против часовой стрелки вращение на 10° , в результате чего окончательно оформились современные очертания дуги Хонсю.

Ключевые моменты истории развития Японских островов. Дуга Хонсю (и Западного Хоккайдо) была образована в результате гранитоидного магматизма и тектонических деформаций, захвативших (см. рис. 7) промежуток времени от стадии I (начиная с силура) до стадии IV (мел). Напротив, основные структурные особенности дуг Курильской, Сисито и Рюкю были созданы только после завершения стадии IV.

Высокотемпературный метаморфизм и сопровождающие его деформации стадии

V привели к присоединению территории Срединного и Восточного Хоккайдо к дуге Хонсю — Западного Хоккайдо.

На стадии VI произошло разделение дуги Хонсю на две части, соответствующие Юго-Западной и Северо-Восточной Японии. Тогда же окончательно оформилась дуга Курилы—Северо-Восточная Япония—Ситито—Марианы и дуга Юго-Западная Япония—Рюкю. Таким образом, дуга Хонсю не была образована путем соединения в одно целое двух различных дуг — дуги Северо-Восточной и дуги Юго-Западной Японии.

Положение зон субдукции, тектонических провинций, проявлений метаморфизма и складчатости в основных своих чертах показаны для всех стадий в табл. 3–5 и на рис. 2, 7.

Островные дуги, имевшие длительную геологическую историю, представляют собой, подобно Японским островам, гетерогенный комплекс геологических структур разных стадий развития. Более древние геологические комплексы, созданные в процессе эволюции древних систем субдукции, позднее были деформированы или модифицированы на стадии существования относительно более молодой системы субдукции, когда формировался более молодой гетерогенный геологический комплекс, включающий в себя и отложения захваченного субдукцией передового (по отношению к дуге) бассейна. Островные дуги с длительной историей развития не являются результатом функционирования какой-либо одной системы субдукции или аккреции микроконтинента, созданного единичной системой субдукции.

УДК 551.24 (59)

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Ю.Г. ГАТИНСКИЙ

Всесоюзный научно-исследовательский институт геологии
зарубежных стран объединения "Зарубежгеология"
Министерства геологии СССР, Москва, СССР

Ч.С. ХАТЧИСОН

Геологический департамент Малайского университета,
Куала Лумпур, Малайзия

Н.Н. МИНЬ, Ч.В. ЧИ

Институт геологии и минерального сырья
Главного геологического управления СРВ, Ханой, СРВ

Юго-Восточная Азия — один из наиболее сложных в тектоническом отношении регионов мира, геологическое изучение которого значительно затруднено из-за глубокого выветривания и ограниченности выходов пород, труднодоступных в условиях развития тропических лесов. Для понимания строения и эволюции региона необходимо рассмотреть латеральные изменения формаций вкрест простирания главнейших геологических структур. При таком подходе древние структурно-формационные комплексы могут быть интерпретированы на основе сопоставления их с современными структурами, образующими закономерные латеральные ряды. Так, на активных континентальных окраинах наблюдается переход от океана к глубоководному желобу, аккреционной призме и преддуговому бассейну (комплекс субдукции), вулканической дуге и тыловому бассейну. На пассивных окраинах также установлен переход от древнего континента через погруженный по разломам и осложненный рифтами шельф к континентальному подножию, расположенному в области развития океанической литосферы. Такие окраины, относимые обычно к атлантическому типу, характеризуются преобладанием шельфового (миогеосинклинального) осадконакопления. Развитие миогеосинклинальных отложений по окраинам древних докембрийских платформ позволяет выделять в Юго-Восточной Азии пассивные границы континента и океана в прошлом точно так же, как развитие известково-щелочных магматических пород вулкано-плутонических дуг вместе с отложениями аккреционных призм позволяет устанавливать элементы древних конвергентных границ плит. Юго-Восточная Азия — один из лучших регионов для реконструкции упомянутых тектонических элементов в прошлом, и когда время проявления тектоно-

магматической активности известно, возможно проведение высокоинформационного тектонического анализа.

Сводный характер настоящей работы вызвал необходимость использования многих публикаций других авторов, перечисленных в списке литературы. В ряде из них суммированы результаты более ранних исследований [1, 2, 4, 5, 7, 10, 14, 15, 17].

ОБЩАЯ ФИЗИОГРАФИЯ

Юго-Восточная Азия представляет собой сложное сочетание полуостровов и островов различных размеров (рис. 1, см. вкл.). Они омываются обширными мелководными шельфовыми морями и несколькими глубоководными окраинными морями, подстилающимися океанической корой. Более крупные океанические пространства представлены Индийским океаном и западной частью Филиппинского моря. На юго-востоке регион ограничен Австралийским континентальным шельфом (шельф Сахул), который продолжается в Арафурский шельф, включающий Новую Гвинею. Границы Австралийского континента проходят по внешней дуге моря Банда.

Во время глобальных понижений уровня моря в плиоцене и плейстоцене многие из разделенных ныне полуостровов и островов формировали единую протяженную сушу, и 200-метровая изобата принимается как край континентального шельфа. Следовательно, континентальные блоки Бирмы, Таиланда, Индокитая и полуостровной Малайзии были тогда соединены с Суматрой, Явой и Калимантаном, образуя обширный континентальный массив Юго-Восточной Азии, известный под названием Зундаленд. Большая часть его в настоящее время погружена под мелководные моря Зондского шельфа в связи с современным глобальным повышением уровня моря.

Наряду с Зондским шельфом важными физиографическими элементами являются Бенгальский и Никобарский глубоководные конусы выноса, полого наклоненные к югу от основного источника выноса материала в дельте Ганга—Брахмапутры и выклинивающиеся в районе 5° ю.ш. Турбидитные осадки поступают из этих крупнейших конусов в Зондский глубоководный желоб, расположенный перед западным побережьем Суматры. Не менее отчетливый элемент представляют собой меридиональные асейсмичные хребты Индийского океана, одним из которых является хребет Девяностого градуса (Восточно-Индийский), рассматриваемый в настоящее время как след перемещения литосферной плиты над "горячей точкой", центр которой расположен в районе островов Кергulen на юге Индийского океана. Островодужные системы включают глубоководные желобы, аккреционные призымы и вулканические дуги. Последние на востоке занимают островное положение, а на западе приурочены к окраинам древнего континентального массива Зундаленд, образуя краевые кордильеры. Позади островодужных систем лежат глубоководные впадины окраинных морей, отделенные от океана островными дугами. Современное активное раскрытие их установлено только в Андаманском море, во владинах Окинава и Айю.

Зондская островодужная система входит в единую последовательность подобных структур, прослеживающуюся почти от Японии и включающую дугу Рюкю, Филиппины, дугу Банда, Яву и Суматру. Дальнейшее ее продолжение наблюдается на континенте в Индо-Бирманских хребтах, где выходят комплексы аккреционной призмы и бывшего желоба, а также недавно утратившей активность Бирманской вулканической дуги. Движение Индо-Австралийской литосферной плиты направлено почти точно к северу, в результате чего субдукция под Суматру имеет значительную компоненту движения, параллельного желобу, тогда как в Бирме должно было всецело преобладать трансформное движение вдоль разлома Сагаинг.

ГЛАВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ

В Юго-Восточной Азии может быть отчетливо выделено несколько главнейших тектонических элементов (рис. 2, см. вкл.), краткая характеристика которых дана ниже.

Блоки докембрийской континентальной коры. Они имеют различные размеры от древних кратонизированных платформ до небольших континентальных фрагментов или массивов. Минимальный возраст этих древних блоков предполагается на основании максимальных значений радиометрических датировок калиевых кристаллических пород и гранитоидов, некоторые из которых показаны на рис. 2. Упомянутые платформы

представлены архейской Индийской платформой и протерозойской платформой Янцзы, или Южно-Китайской. Мелкие массивы, по-видимому, являются в основном протерозойскими. К их числу относятся Шиллонгский, Шан, Индосинийский и др. Строение их фундамента наиболее полно изучено в последние годы в пределах приподнятой восточной части Индосинийского массива (выступ Контум). Здесь вьетнамские геологи выделяют более древний комплекс двупироксеновых гнейсов, эндербитов и чарнокитов и предположительно более молодой, широко распространенный комплекс биотит-силлиманитовых гнейсов и кристаллических сланцев. Интенсивная мигматизация последних на уровне 2300 млн. лет (свинцовый изохронный метод [18]) позволяет считать второй комплекс нижнепротерозойским и первый – возможно архейским. Для выступа Контум характерна блоковая структура фундамента, разбитого многочисленными разломами.

Блоки древней континентальной коры могут быть на обширных участках перекрыты в основном недеформированными мелководными морскими или наземными отложениями с возрастом от верхнего протерозоя до мезозоя, залегающими несогласно на кристаллическом фундаменте. Их мощность резко возрастает в рифтогенных эпикратонных бассейнах, в которых более древние глубоко погребенные слои часто значительно деформированы. Типичные примеры таких эпикратонных бассейнов можно видеть на Южно-Китайской платформе и на Индосинийском массиве. Морские отложения этих бассейнов потенциально нефтеносны, формации, образованные в условиях замкнутого осадконакопления, соленосны, а отложения, накапливавшиеся в прибрежных болотах, угленосны. Разрезы подобных бассейнов обычно венчаются красноцветными наземными образованиями средней юры–мела, определяющими поверхностный облик этих структур. Упомянем кратко о двух примерах.

В Сычуаньском (Красном) бассейне Южного Китая мощность континентальных и мелководных морских отложений перми–мела достигает 6–12 км при 3–4 км на прилегающей платформе. Ниже пермских установлено присутствие интенсивно деформированных кембрийско-каменноугольных образований, залегающих на докембрийском синийском фундаменте. Отмечено несколько угловых несогласий. Наиболее молодыми являются меловые наземные красные песчаники и глинистые сланцы мощностью от 0 до 1,7 км, определяющие преобладающую красноцветную окраску региона [13]. В этом бассейне еще за 200 лет до н.э. разрабатывались месторождения соли, нефти и газа, что позволяет считать его первой в мире нефтеносной площадью.

В пределах Индосинийского массива расположен столь же выразительный бассейн Корат, выполненный более чем на 2 км наземными красноцветными отложениями средней юры–мела, выделяемыми в качестве группы Корат в Таиланде и красноцветной серии в Индокитае [5]. Эти отложения имеют максимальную мощность в бассейне Корат и значительно меньшую – на прилегающих платформенных участках. Породы средней юры несогласно перекрывают более древние прибрежные и мелководные морские формации. Залегание пластов в пределах бассейна пологое, более напряженные дислокации наблюдаются на его краях, благодаря чему площадь развития бассейна имеет вид плато, особенно с запада и юга. Мезозойские отложения бассейна содержат соль, уран, в настоящее время разрабатываются нефтегазовые месторождения.

Палеозойско-мезозойские миогеосинклинальные (шельфовые) зоны. Это обширные площади развития шельфовых отложений, образовавшихся вдоль пассивных или атлантического типа шельфовых окраин докембрийских платформ и массивов. Они всегда подстилаются древней континентальной корой, которая в ряде случаев выходит на поверхность, как и на прилегающих платформах. В других случаях докембрийский фундамент не обнажен и полностью перекрыт мощными складчатыми миогеосинклинальными толщами. Эти зоны интерпретируются как опущенные по разломам рифтовые континентальные окраины атлантического типа. Большинство из них возникло при рифтогенезе и отделении от Гондваны главных кратонов региона, которые объединялись в различное время, вызывая сжатие разделяющих их бассейнов и формирование на их месте подвижных поясов с развитием интенсивных деформаций, олиолитов и тектонического меланжа (см. ниже).

Миогеосинклинальное осадконакопление может отвечать бывшему соединению континентального блока с другим кратоном, рифтогенезу или морским условиям после разделения. Следовательно, развитие миогеосинклинальных зон предполагает как наращивание океанической литосферы при процессах спрединга, так и поглощение ее при столкновении континентальных блоков.

Заметную роль в разрезах миогеосинклинальных зон Юго-Восточной Азии играют известняки шельфовых платформ силурийского, пермского, каменноугольного и триасового возраста. Эти отложения часто подвержены в различной степени складчатости, иногда с развитием надвигов. Результаты исследований последних лет указывают на значительное латеральное перемещение миогеосинклинальных комплексов со времени их накопления. Так, пермские известняки Западной Малайзии (формация Чупинг) накапливались в умеренно холодном климате, а залегающие выше триасовые карбонаты (известняки Кодианг) — в теплом тропическом море. Это отчетливо видно из петрологических особенностей известняков (персональное сообщение Прасада Рао). Пермская холодноводная фауна описана также из аргиллитов Южного Таиланда [20]. Из приведенных данных следует, что Таиландско-Западно-Малайский блок, в пределах которого распространены упомянутые миогеосинклинальные отложения, мигрировал в течение перми и триаса из зоны холодного климата в тропическую зону. Палеомагнитные определения показывают, что такое перемещение происходило, скорее всего, из высоких южных широт к северу [2], как изображено на рис. 6. Заметное сходство геологического строения Северной Суматры, Западного Таиланда и полуостровной Малайзии на уровне отложений карбона—триаса [3] подтверждает их тесную связь друг с другом и присоединение к Юго-Восточной Азии не позднее чем в триасе.

Другими примерами миогеосинклинальных зон служат Тибет, Северо-Западный Вьетнам, хребет Чыонгшон в Центральном Вьетнаме и Лаосе, восточная часть п-ова Малакка и область развития фундамента Западного Калимантана к западу и югу от офиолитового шва Лупар (см.рис.2). Повсюду в их пределах преобладают морские мелководные формации, сходные с комплексами отложений чехлов платформ и массивов, но отличающиеся от последних гораздо большей мощностью, полнотой разреза и подчас высокой интенсивностью деформаций. Эти формации также залегают на докембрийском основании, временами, по-видимому, утоненном благодаря предшествующим процессам рифтогенеза и образования окраин Атлантического типа. Разрезы многих миогеосинклинальных зон начинаются с грубообломочных кембрийских отложений, как, например, в Таиланде, Бирме и на северо-западе Малайзии, и хотя докембрийское основание не всегда обнажено в их пределах, его присутствие доказывается по стратиграфическим и палеогеографическим признакам.

Большинство миогеосинклинальных зон вмещает крупные батолиты более поздних гранитоидов "S-типа" (по Б. Чепелу и А. Уайту), родоначальная магма которых могла выплавляться только в условиях развития достаточно мощной докембрийской континентальной коры. Методом циркониевой и неодимовой изотопии установлено, в частности, что триасовые граниты "S-типа" западного пояса п-ова Малакка образовались в результате плавления подстилающей (не обнаженной на поверхности) протерозойской континентальной коры с возрастом 1700–1500 млн. лет [11]. Точно так же пермские–триасовые граниты восточного пояса полуострова связаны с переплавлением более молодого, но также протерозойского основания (1300–1000 млн. лет). Подобное изучение еще предстоит выполнить для других комплексов гранитоидов "S-типа" Юго-Восточной Азии, но уже сейчас априори можно утверждать, что протерозойская континентальная кора подстилает все участки развития оловосодержащих гранитов.

Фанерозойские подвижные пояса. Сюда относятся заполненные осадками удлиненные бассейны, развивавшиеся на океанической или промежуточной коре (эвгеосинклинальные и мезогеосинклинальные зоны) и подвергшиеся сжатию между континентальными блоками, образованными комплексами пород рассмотренных выше категорий. Они закладывались в результате накопления осадков вдоль конвергентных границ плит (хотя совместно с такими здесь присутствуют также бассейны, возникшие при растяжении в тылу островных дуг). В составе подвижных поясов могут быть выделены комплексы субдукции аккреционных призм, формировавшихся вместе с преддуговыми бассейнами. На коре промежуточного или океанического типов развивались тыловые бассейны и глубоководные впадины окраинных морей. Все эти бассейны тесно связаны с активными вулканическими дугами.

Комплексы подвижных поясов выходят в Индо-Бирманских хребтах в Южной Бирме, где имеют отчетливое субмеридиональное простижение с развитием аккреционной призмы и преддугового бассейна в пределах Ниас-Ментавайской невулканической дуги к западу от побережья Бирмы и Суматры, в Центральном Таиланде и центральной части п-ова Малакка, в Катазии, Северном Вьетнаме и северной части Центрального Вьетнама,

в юго-восточной части п-ова Малакка, продолжающейся на о. Белитунг, в геосинклинали Северо-Западного Калимантана (зона Сибу) и на других участках.

Подвижные пояса сложены преимущественно кремнисто-обломочными и вулканогенно-обломочными толщами, в том числе флишевыми, граувакковыми, сланцевыми. На ранних стадиях их развития преобладает глубоководная седиментация в условиях турбидитных потоков. Позднее она становится более мелководной; что отвечает сужению и приближающемуся замыканию бассейнов. На поздних стадиях могут появляться континентальные фации. Турбидитные потоки переносят материал на значительные расстояния от эродируемых массивов суши, как это происходит сейчас в Зондском желобе, куда проникают турбидитные потоки со стороны Бенгал-Никобарского конуса выноса. В зависимости от положения различных зон подвижных поясов по отношению к вулканической дуге в них преобладают вулканиты различных серий: перед дугой комплексы глубоководного желоба включают толеитовые базальты и диабазы океанического дна, в комплексах тыловых бассейнов содержатся преимущественно известково-щелочные вулканиты андезитового и риолитового состава, главным образом туфы.

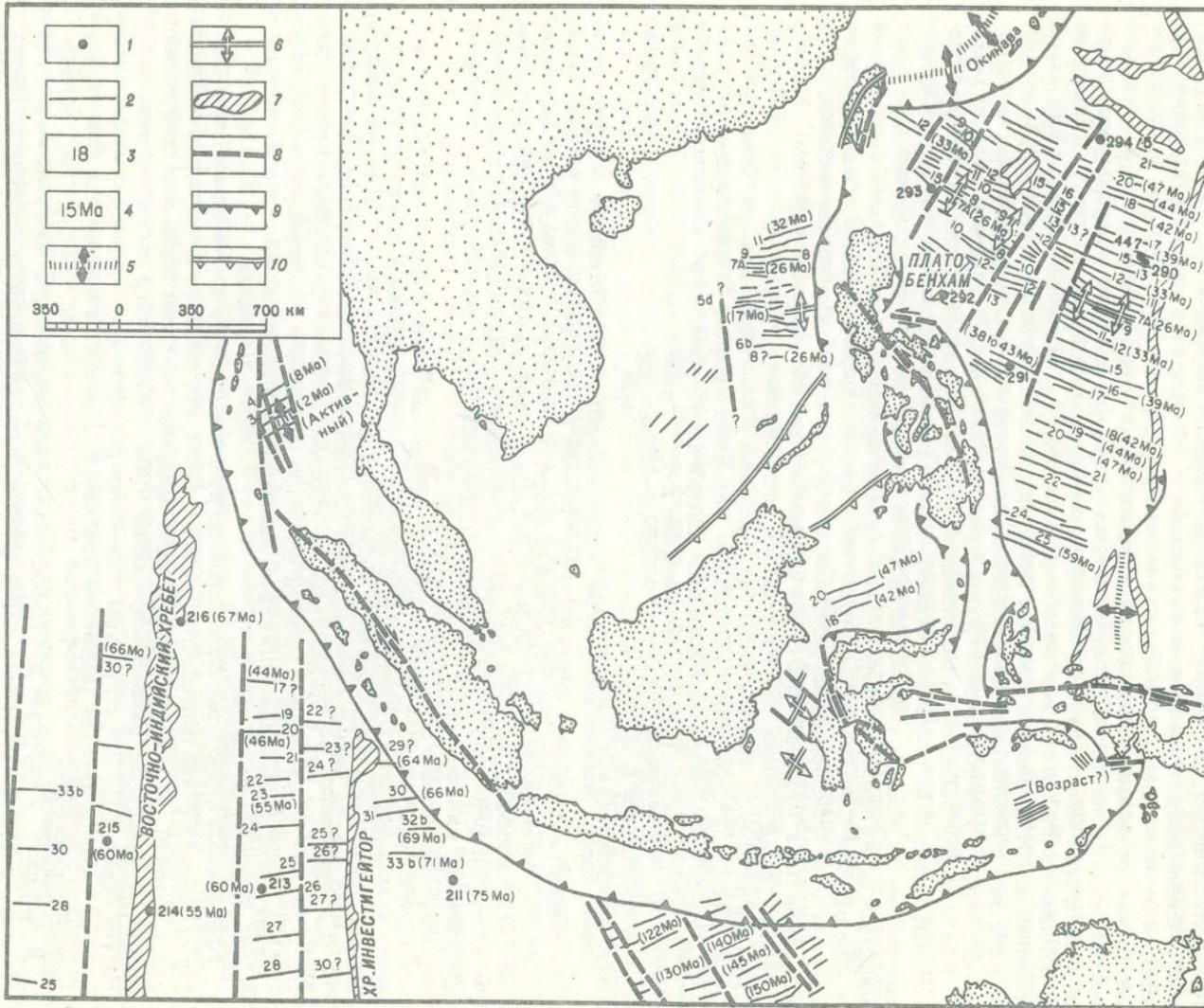
Как в преддуговых, так и в тыловодужных комплексах могут присутствовать офиолитовые ассоциации, тектонически внедренные в разрезы бассейнов в результате процессов сжатия на поздних стадиях их развития. Альпинотипные ультрамафиты могут размещаться также вдоль крупных глубинных сдвигов, как это можно видеть в наше время в зоне разлома Семанко на Суматре. Небольшие растяжения в результате движения по сдвигам или трансформным разломам могут приводить к образованию окраинных бассейнов типа Андаманского моря (проникающий трансформный разлом). К числу наиболее выдержаных по простиранию офиолитовых поясов региона относятся: Инд-Цангло, Аракан-Йома – горы Нага, Верхняя Янцзы – Айлаошань, Северный Таиланд – Западная Кампучия – центральная часть п-ова Малакка (в последнее время здесь среди части комплексов, относившихся ранее к офиолитам, установлено преобладание известково-щелочных пород вулканических дуг), Тханьхоя, линия Лупар на Калимантане. Эти офиолитовые пояса отвечают зонам поглощения древней океанической литосферы при процессах субдукции.

Серии пород подвижных поясов характеризуются устойчивостью состава вдоль простирания при быстрой смене его в поперечном сечении пояса. Все отложения интенсивно складчаты вплоть до образования опрокинутых складок и надвигов. Мы интерпретируем подвижные пояса вместе с их вулканическими свитами и офиолитовыми ассоциациями как остатки ранее значительно более широких бассейнов, последовательно сжимавшихся между континентальными блоками выше рассмотренных категорий. Большинство из этих поясов показано на рис. 2.

Вулкано-плутонические дуги. Наряду с активными в настоящее время преимущественно андезитовыми вулканическими дугами, простирающимися почти непрерывно от Южной Бирмы через Индонезию и Филиппины до Тайваня, может быть установлено несколько поясов магматических пород, принадлежавших древним системам "дуга – желоб". Часть из них сложена главным образом вулканической андезит-риолитовой ассоциацией, другие пояса (дуги) в основном гранитные. Наиболее крупными среди древних вулкано-плутонических дуг являются мезозойские Бирмано-Малайский и Катазиатский пояса (см. рис. 2, 5).

Рифтогенные структуры. Существенную роль в строении региона играют также некоторые фанерозойские палеорифты и рифты, такие, как пермско-триасовая зона Шонгда, или р. Черной, на севере Вьетнама, зона Семангол на п-ове Малакка, кайнозойские рифты Таиландского (Сиамского) залива и Южно-Китайского моря, включая прогиб Натуна-Пенью и др. Эти структуры ограничены сбросами или листрическими разломами и часто характеризуются развитием траппов, субщелочных базальтов и бимодальных вулканических серий.

В частности, в кайнозое в Юго-Восточной Азии широкое распространение получили процессы разломообразования и рифтогенеза, продолжающиеся до настоящего времени в Южно-Китайском море и на прилегающих частях континента. Утонение континентальной коры в результате резкого возрастания теплового потока сопровождалось в ряде случаев ее полным разрывом и началом формирования океанической литосферы, что приводило иногда к образованию окраинных морей и океанов. Возраст такой новообразованной океанической коры и связанные с ней линейные магнитные аномалии показаны на рис. 3. Континентальные фрагменты, отделившиеся при рифтогенезе от шельфа



Китая, перемещались к югу при процессе спрединга в Южно-Китайском море, тогда как австралийские фрагменты перемещались к северу при открытии Индийского океана, морей Банда и Сулавеси. Важную роль при этом играли движения вдоль крупных трансформных разломов, таких, как Соронг на Новой Гвинее. С кайнозойским рифтогенезом также связано раскрытие Макассарского пролива и глубоководной впадины Андаманского моря, все еще остающейся активной.

КИНЕМАТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Анализ тектонического развития Юго-Восточной Азии может быть выполнен путем выделения следующих структурно-формационных комплексов: внутренних эпиконтинентальных (эпикратонных) бассейнов; континентальных шельфов; континентальных склонов, поднятий и глубоководных конусов выноса; абиссальных океанических равнин или котловин; передовых прогибов; глубоководных желобов; преддуговых или тыловых прогибов на океанической или промежуточной коре; междудуговых и тыловых прогибов на утоненной и опущенной по разломам континентальной коре; внешних вулканических дуг (комплекс субдукции или аккреционная призма); вулкано-плутонических островных дуг на океанической или промежуточной коре (например, Филиппины); вулкано-плутонических дуг (кордильер) на континентальной коре; зон столкновения (например, в Тибете); межгорных впадин в орогенических поясах (мегасутурах); предрифтовой термальной переработки и утонения континентальной коры (например, площади развития щелочных кайнозойских базальтов в Индокитае) и континентальных рифтов.

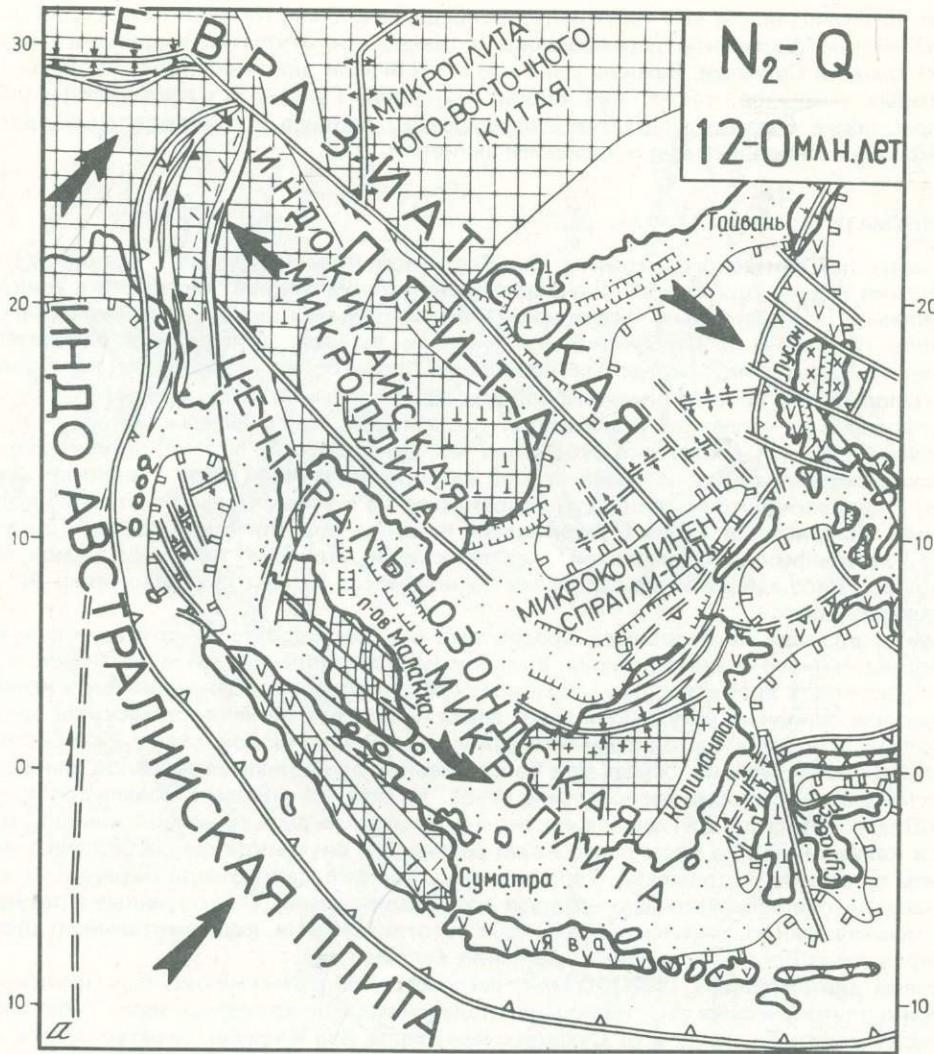
Рамки доклада не позволяют представить все последовательные стадии структурно-формационного анализа региона, включающего составление геокинематических карт для конкретных временных интервалов и схем сопоставления формационных колонок. Некоторые основные результаты этого анализа наряду с палинспастическими реконструкциями показаны на плиоцен-четвертичной кинематической схеме Юго-Восточной Азии и на последующих схемах для более древних временных интервалов, выбранных в тектонической истории региона (рис. 4-6). На рис. 4, б показана модель для времени 60–40 млн. лет назад. Активные вулкано-плутонические дуги существовали на Суматре, Яве и Калимантане. На месте плато Корат развивался внутрикратонный бассейн с накоплением соленосных отложений. Территория на Востоке Центральной Бирмы и на юге Таиланда интерпретируется как бывшая зона столкновения. Образованные в результате рифтогенеза микроконтиненты, перекрытые отложениями континентального шельфа, дрейфовали от Евразии к югу в направлении Калимантана.

Схема для интервала 140–110 млн. лет назад изображена на рис. 5, а. Протяженные вулкано-плутонические дуги на континентальной коре простирались через Тибет и плато Шан до Южного Таиланда и от Суматры через море Ява в хребет Мератус на юге Калимантана. Комплексы таких же дуг распространены на юге Вьетнама [18] и на юго-востоке Китая (Катазиатский пояс), в то время как процессы тыловодужного и междудугового утонения коры и иногда рифтогенеза происходили на п-ове Малакка и на севере Вьетнама (зона Туле). Эпикратонное осадконакопление сохранялось в центральных частях региона (Южный Китай, плато Корат, Центральный Калимантан). На схеме для интервала 205–180 млн. лет назад (см. рис. 5, б) показана важная позднетриасовая зона столкновения, проходившая от о. Белитунг через п-ов Малакка и Центральный Таиланд. Одновременные процессы рифтогенеза имели место на Калимантане, в Восточном и Северном Индокитае и Бирме.

Схема для интервала 255–230 млн. лет назад приведена на рис. 6, а. В это время на востоке п-ова Малакка, в Индокитае, Юго-Восточном Китае и Таиланде были активны вулканические дуги, образовавшие вместе с системами параллельных им желобов и

Рис. 3. Магнитные линейные аномалии и возраст коры главнейших океанических и окраинных бассейнов Юго-Восточной Азии, по данным различных работ, включая [8, 9]

1 — скважины, пробуренные по проекту глубоководного бурения; 2 — магнитные аномалии; 3 — их номера; 4 — возраст, млн. лет; 5–6 — оси спрединга: 5 — ныне активные, 6 — ранее активные; 7 — асейсмичные хребты или плато; 8 — главнейшие сдвиги; 9 — активные желоба (зубцы направлены в сторону перекрывающей плиты); 10 — неактивные желоба

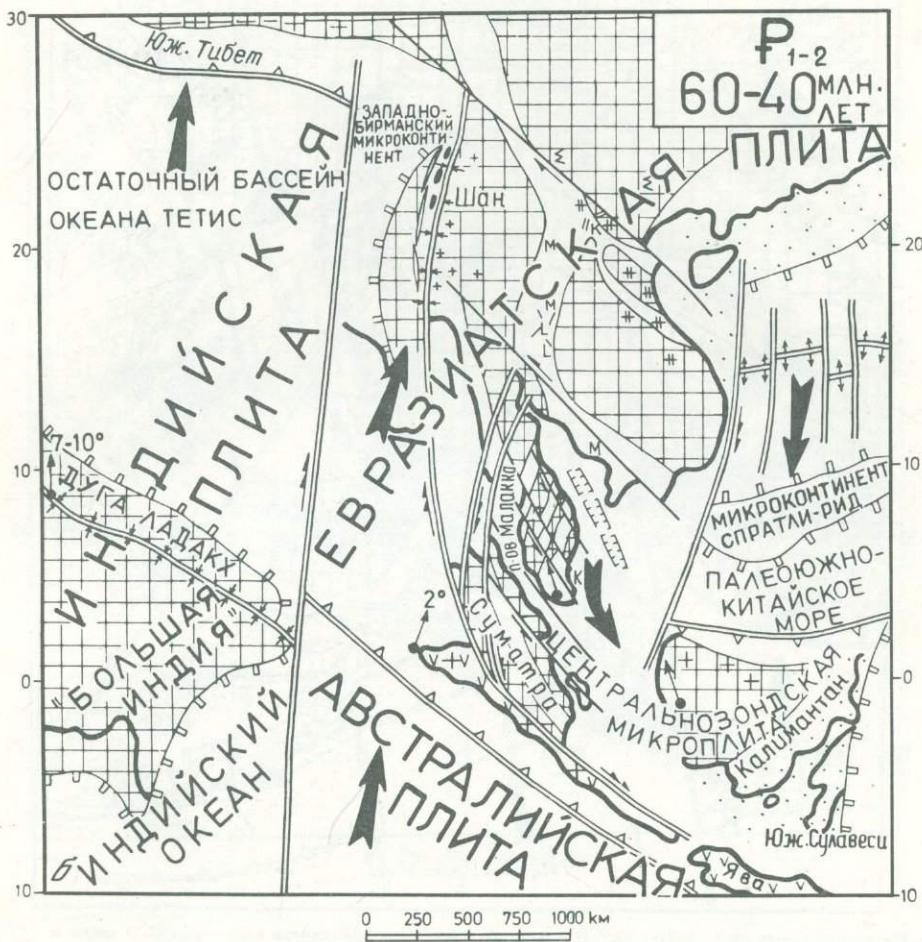


- | | | | | | |
|---|---|---|----|----|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |

Рис. 4. Палинспастические схемы Юго-Восточной Азии для (а) плиоцен-четвертичного времени (современная кинематическая модель) и (б) раннего кайнозоя

На схеме б Индийский кратон показан еще не столкнувшимся с Азией. Спрединг в Южно-Китайском море приводил к перемещению континентальных фрагментов в направлении к Калимантану. Значительные перемещения вдоль сдвигов продолжали изменять географические очертания территорий Бирмы, Суматры и п-ова Малакка.

1 — площади развития докембрийской континентальной коры, включая древние шельфовые зоны; 2 — фанерозойские шельфовые зоны на палеозойском и мезозойском континентальном основании; 3—6 — вулканические породы: 3 — известково-щелочные, преимущественно кислого состава, 4 — субщелочные кислого и среднего состава, в том числе трахиты, 5 — известково-щелочные, преимущественно среднего состава, 6_a — толеитовые базальты и диабазы трапповой формации, 6_b — щелочные и субщелочные оливиновые базальты; 7 — альпинотипные ультрамагматиты (породы верхней мантии); 8—11 — интрузии: 8_a — калиевых гранитов S-типа, в том числе литий-фтористых,



86 — гранитоидов повышенной щелочности, 9 — калий-натровых гранат-гранодиоритов, 10а — натровых габбро-гранодиорит-плагиогранитов, 10б — монцонит-диоритов, 11а — калий-натровых щелочных пород, 11б — калиевых щелочных пород; 12 — линейная складчатость; 13—16 — границы литосферных плит: 13 — конвергентные, 14 — дивергентные, 15 — трансформные, 16 — коллизионные; 17 — пассивные континентальные окраины; 18 — разломы: а — неразделенные, б — сдвиги, в — надвиги; 19 — континентальные рифтовые зоны; 20 — палеомагнитные векторы с указанием палеоширот; 21 — находки ископаемой фауны: а — Южно-Европейской и Средневосточной провинций Тетиса, б — смешанной Тетисической и Арктической, Тихоокеанской или Восточно-Европейской провинций, в — Европейско-Казахстанской провинции Палеотетиса; 22 — находки ископаемой флоры: а — раннемезозойской хонгайской и близкой к ней, б — позднепалеозойской катазиатской; 23 — предполагаемое направление движения литосферных плит. Вдоль рамок схем даны значения предполагаемых палеоширот

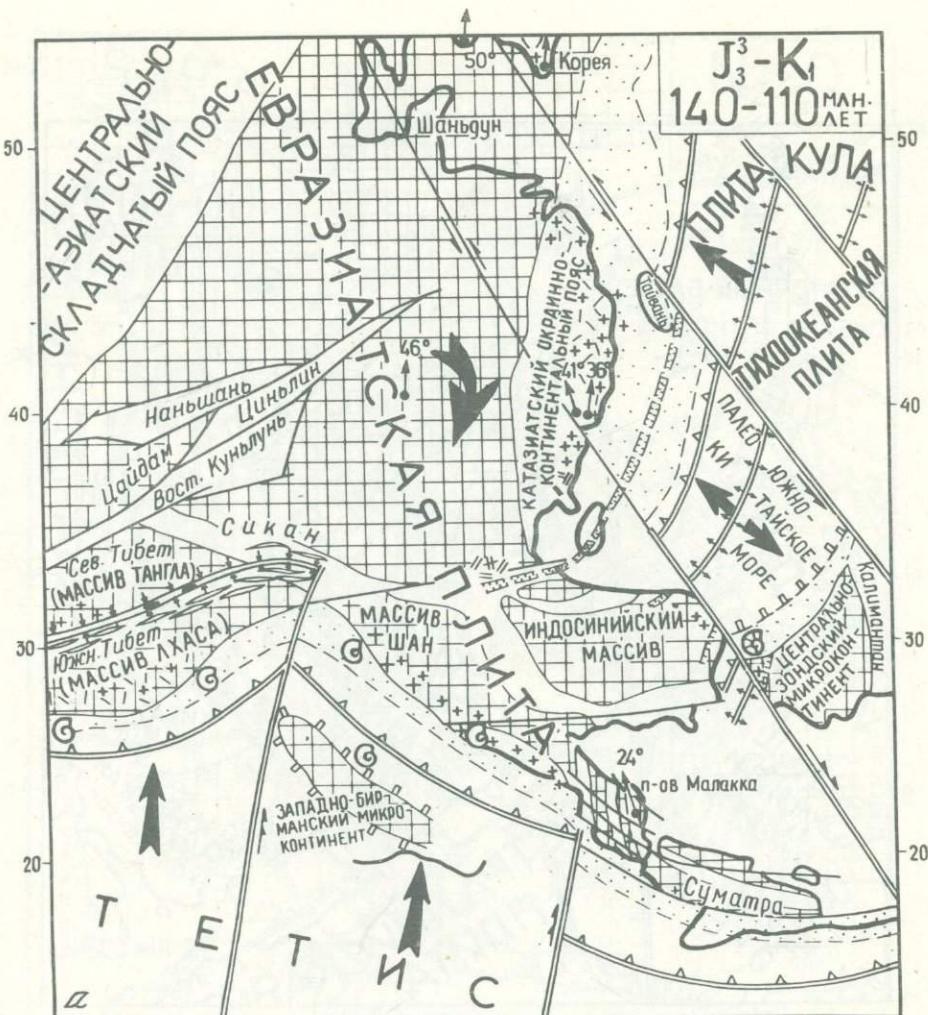


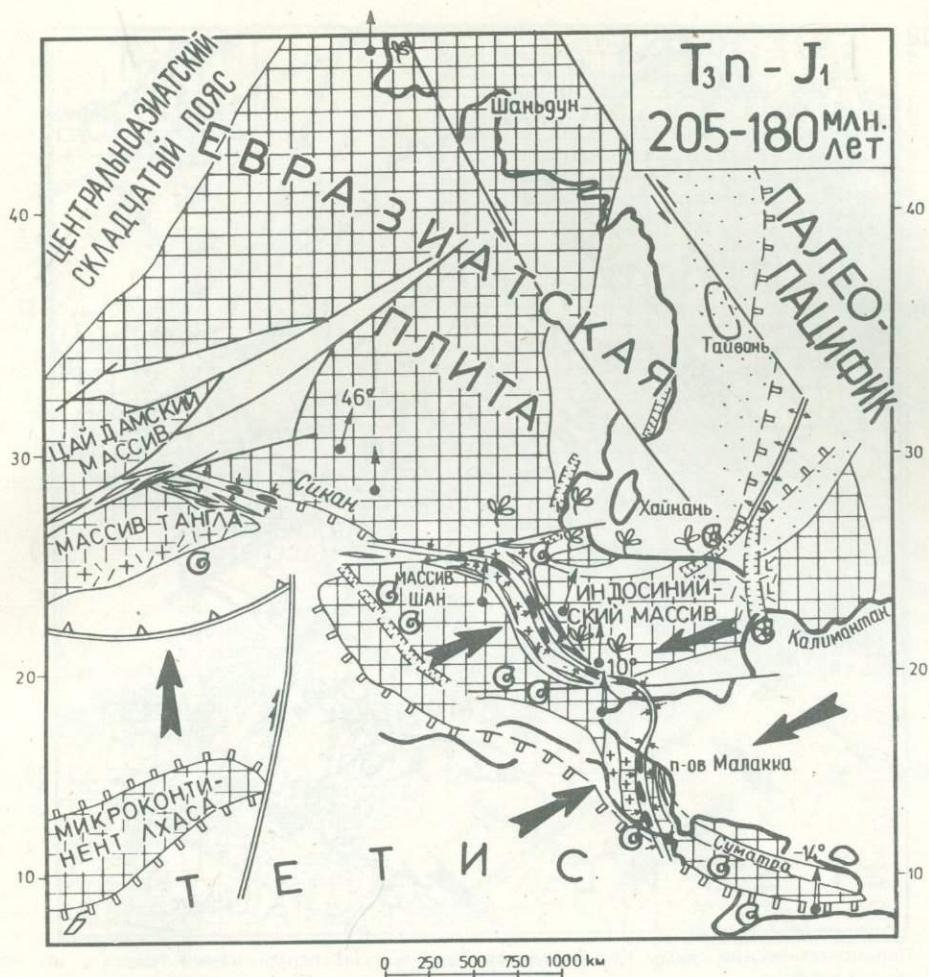
Рис. 5. Палинспастические схемы Юго-Восточной Азии для (а) конца юры—раннего мела и (б) конца триаса—начала юры

На схеме а Западно-Бирманский микроконтинент еще не присоединился к массиву Шан. Блок основания Западного Калимантана отодвигается к югу от Индосинийского массива. Суматра соединяется с южной частью п-ова Малакка. На схеме б Южный Тибет еще не столкнулся с Азией и Западный Калимантан начинает отделяться от Индокитая. Синобирмания только что столкнулась и спаялась с Индосинией.

Условные обозначения см. на рис. 4.

аккреционных призм системы "дуга—желоб". Весьма существенный эпизод рифтогенеза отмечен для района р. Черной на севере Вьетнама.

На рис. 6, б дана схема для временного интервала 370–340 млн. лет. Блоки Индокитая и Калимантана, с одной стороны, и Катазии, с другой стороны, помещены здесь в своем положении до континентального столкновения. Комплексы важной вулкано-плутонической дуги бывшей активной окраины прослеживаются через Лаос, Центральный Вьетнам и Западный Калимантан. Восточная часть п-ова Малакка, по-видимому, обладала чертами континентальной окраины атлантического типа. На основании развития осадочного меланжа в фации галечниковых аргиллитов на западе Таиланда (группа Пукет), в Северо-Западной Малайзии (формация Синга) и на Севере Суматры (формация Бахорок) предполагается отделение упомянутых районов в результате рифтогенеза от подвергавшейся оледенению Гондваны. Такой вывод подтверждается петрологичес-



кими свидетельствами образования одновозрастных известняков на прилегающей территории в умеренно холодном климате. В породах группы Пукет обнаружена холодно-водная фауна [20]. Несколько раньше, в середине палеозоя, в пределах п-ова Малакка, Бирмы и Северного Индокитая преобладало шельфовое осадконакопление, тогда как рифтогенез и континентальное столкновение реконструируются на севере Вьетнама и юго-востоке Китая соответственно (позднекаледонский пояс Катазии).

Фрагменты различных докембрийских кратонов вместе с прилегающими к ним миогеосинклинальными зонами образуют обширные стабильные участки в рассматриваемом регионе. Фанерозойские подвижные пояса занимают намного меньшую часть его площади, но они подверглись значительному сжатию и орогенезу. Они формировались на океаническом основании, сохранившемся ныне только в офиолитовых фрагментах зон столкновения. Возраст континентальной коры в целом становится моложе в направлении от древних ядер к окраинным зонам Юго-Восточной Азии. Анализ кинематической эволюции (см. рис. 4-6) показывает, что в то время как одни части региона подвергались сжатию, другие испытывали растяжение, так же как и в настоящее время. Обстановка устойчивого сжатия наблюдается в том случае, когда океаническая литосфера субдуцирует под какой-нибудь континентальный блок с образованием длительно существующей системы "дуга-желоб". Но когда другой кратонизированный блок благодаря спредингу океанического dna поступает в зону субдукции, происходит кратковременное столкновение, такое, как в Гималаях. В других зонах столкновения, устанавливае-

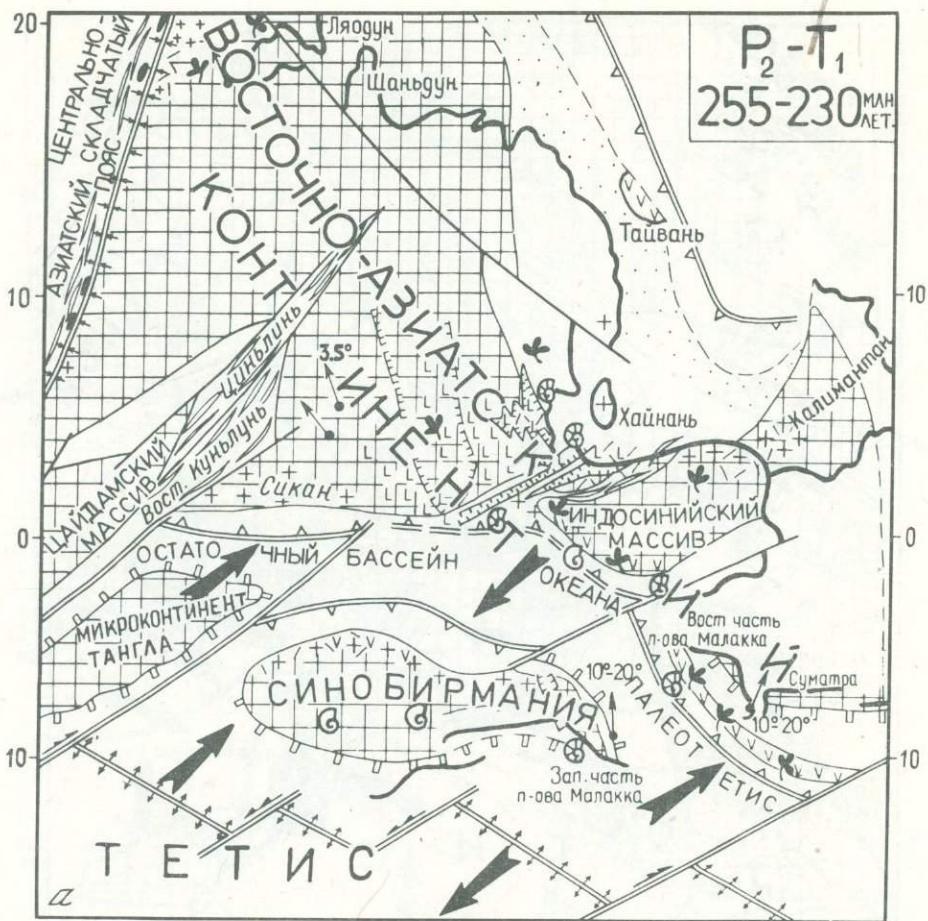


Рис. 6. Палинспастические схемы Юго-Восточной Азии для (а) перми—начала триаса и (б) конца девона—начала карбона

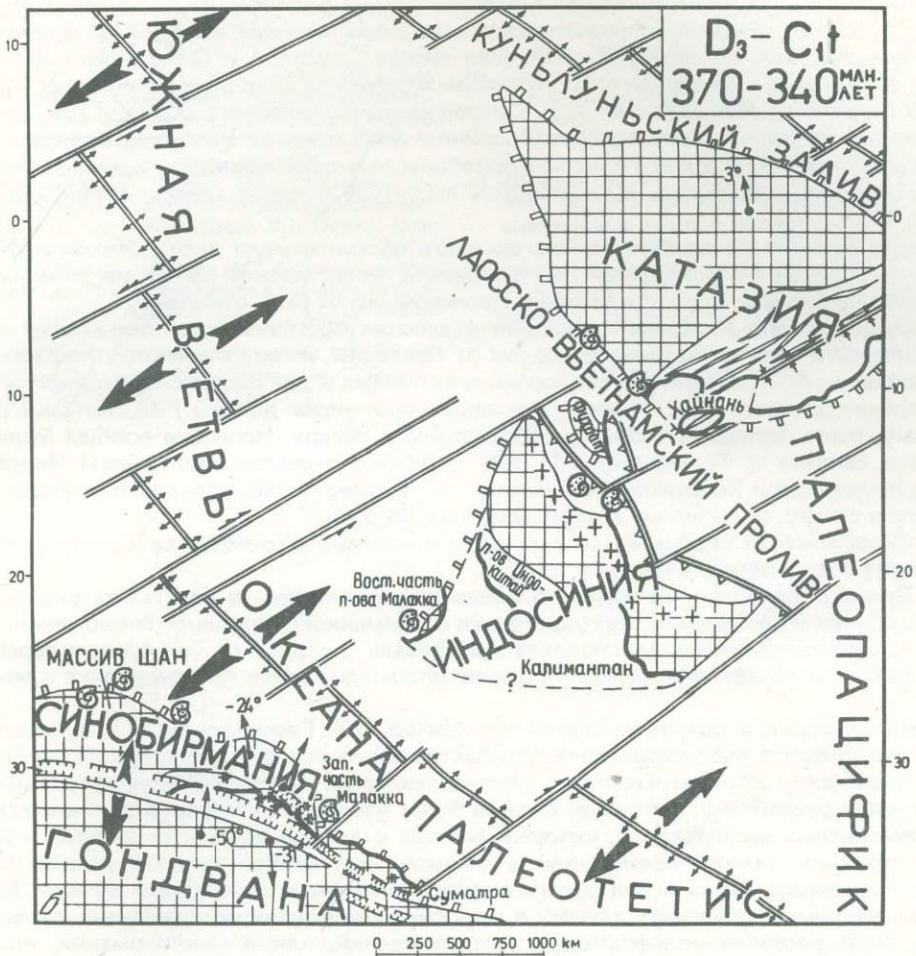
На схеме а показан дрифт к северу Синобирмании и других массивов, разделенных бассейнами с океанической корой. На схеме б Индосиния вместе с восточной частью п-ова Малакка уже отдрейфовалась к северу от Гондваны. Закладывается рифт, отсоединивший Синобирманию от Гондваны. Галечниковые аргиллиты (тиллоиды), связанные с оледенением Гондваны, отлагались в рифтовых впадинах, образуя формации Синга и Пукет. Индокитайский массив еще не столкнулся с Катаянами.

Условные обозначения см. на рис. 4

мых в прошлом, отмечено становление огромных батолитов оловоносных гранитов "S-типа" (особенно в позднетриасовых зонах коллизии).

Во время активности системы "дуга—желоб" высокий тепловой поток в тыловодужных регионах приводит к утонению коры и опусканию континентальных блоков по разломам с образованием эпикратонных и других тыловодужных бассейнов. Подобные процессы особенно отчетливо развивались в пределах Юго-Восточной Азии в позднем мезозое и кайнозое с формированием характерных серий щелочных базальтоидов на бортах прогибов. Существенные трансформные перемещения происходили вдоль разломов р. Красной (Шонг Хонг), Менам-Меконг, Семанко на Суматре и Сагаинг в Бирме. Небольшое растяжение вдоль последнего вызвало образование проникающей трансформной системы, над которой возник Андаманский окраинный глубоководный бассейн.

При рассмотрении системы главнейших северо-западных сдвигов региона напрашивается вывод о движении соседних блоков относительно друг друга (см. рис. 4, а). Наиболее значительными из этих блоков являются Южно-Китайский, Индокитайский и Центрально-Зондский. При перемещении этих крупных блоков во фронте их форми-



руются преимущественно структуры сжатия, тогда как в тылу господствуют условия растяжения с образованием рифтогенных структур. Принятие такого независимого перемещения крупных литосферных блоков хорошо объясняет распределение в регионе напряжений сжатия и растяжения, что не удается сделать с позиций геометрических законов движения главных литосферных плит. Так, движение Индокитайского блока к северо-западу приводит к сжатию в Индо-Бирманских хребтах и к растяжению в районе Южно-Китайского моря, тогда как юго-восточное движение Центрально-Зондской микроплиты вызывает растяжение в секторе Андаманского моря.

ПАЛИНСПАСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Отдельные предыдущие попытки установления палинспастического положения различных элементов Юго-Восточной Азии были опубликованы П. Ставфером [15, 16] и Ю.Г. Гатинским [1, 6]. Проведенное выше изучение векторов напряжений сжатия и растяжения на различных этапах эволюции наряду с использованием палеомагнитных, палеоклиматических и биостратиграфических данных позволяет сделать некоторые выводы о приблизительном положении стабилизованных кратонизированных блоков при движении во времени назад через фанерозой. Несомненно, для восстановления действительной картины перемещения блоков в прошлом необходимо намного большее количество данных, но в целом реконструкции, приведенные на рис. 4–6, согласуются с имеющимися на сегодняшний день геологическими фактами.

На схеме для девона–карбона (см. рис. 6, б) блок Синобирмания (плато Шан, Запад-

ный Таиланд, запад п-ова Малакка) показан в стадии рифтогенного отделения от Гондваны, тогда как Индосиния уже отдрейфовала далее к северу вплоть до столкновения с блоком Катазия. Истинные соотношения между Суматрой и Синобирманией еще не ясны, но сходство каменноугольно-триасовых разрезов двух этих блоков [3] предполагает их тесную связь друг с другом. С пермско-раннетриасового времени (см. рис. 6,а) положение основных элементов Юго-Восточной Азии начинает напоминать современную географию региона в связи с тем, что Синобирмания приблизилась к другим блокам, с которыми она столкнулась и соединилась по сутуре в конце триаса—начале юры (см. рис. 5,б).

Рамки доклада не позволяют нам провести обстоятельную дискуссию по проблеме палинспастических перемещений на протяжении геологической эволюции региона. Тем не менее следующие, наиболее важные положения могут быть отмечены.

1. Существовало несколько эпизодов отделения кратонизированных континентальных блоков и миогеосинклинальных зон от Гондваны, и геологическое строение северной окраины Австралийской платформы дает обильные доказательства неоднократного повторения процессов рифтогенеза от позднего протерозоя до юры [19]. Катазия, по-видимому, была первым блоком, дрейфовавшим к северу (если она вообще была когда-либо связана с Гондваной). За ней в раннем палеозое последовала Индосиния (п-ов Индокитай и Западный Калимантан). К раннему карбону Индосиния уже отдрейфовала к северу, столкнувшись и объединившись с Катазией.

2. Синобирмания отделилась от Гондваны в карбоне и дрейфовала к северу до столкновения с Индосинией в позднем триасе.

3. Древнее основание Западного Калимантана отделилось в результате рифтогенеза от Индосинии и дрейфовало к югу до своего современного островного положения.

4. Западно-Бирманская микроплита дрейфовала к северу от Гондваны и перемещалась вдоль трансформного разлома Сагаинг вплоть до своего присоединения к массиву Шан.

Следовательно, в основном можно согласиться с У. Гамильтоном [7], предлагающим, что большая часть территории Юго-Восточной Азии входила ранее в состав Гондваны, но вопрос о конкретных путях образования этой территории требует дальнейшей тщательной разработки. Движение блоков будет уточнено путем проведения детальных палеомагнитных исследований, которых все еще недостает во многих узловых районах. Реконструкция таких перемещений и установление первоначальных связей блоков имеют важнейшее значение для оценки рудного потенциала любой части региона. Можем ли мы, например, объяснить, почему в Индосинии не установлено развитие столь большого числа оловянно-вольфрамовых месторождений, как в Синобирмании, или территория Индосинии недостаточно изучена? Если мы правы относительно бывших тесных связей основания Западного Калимантана и Индосинийского массива, не должен ли последний нести такие же проявления сурьмы, золота и ртути, как на Калимантане? В любых случаях решение таких и подобных проблем может быть получено путем применения методики детального латерально структурно-формационного анализа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гатинский Ю.Г. Геокинематические реконструкции юго-восточной части Азиатского континента. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1981, № 4 (ст. 1), № 5 (ст. 2).
2. Bunopas S. Paleogeographic history of Western Thailand and adjacent parts of Southeast Asia: A plate tectonics interpretation. — Geol. Surv. Pap. Geol. Surv. Division, Dep. Miner. Resour., Bangkok, 1981, N 5 (Spec. iss.).
3. Cameron N.R., Clarke M.C., Aldiss D.T. et al. The geological evolution of northern Sumatra. — In: Proc. Indonesian Petrogr. Assoc., 9th Annu. Convention. Jakarta, 1980.
4. Curran J.R., Emmel F.J., Moore D.G., Raitt R.W. Structure, tectonics and geological history of the Northeast Indian ocean. — In: The Ocean Basins and margins. N.Y.: Plenum press, 1982, vol. 6.
5. Fontaine H., Workman D.R. Review of the geology and mineral resources of Kampuchea, Laos and Vietnam. — In: Geol. and Miner. Resour. S.E. Asia: Proc. 3rd regional conf. Asian Inst. Technol. Bangkok, 1978.
6. Gatinsky Y.G., Mishina A.V., Vinogradov I.V., Kovalev A.A. The main metallogenetic belts of Southeast Asia as a result of different geodynamic conditions interference. — In: Geol. and Miner. Resour. S.E. Asia: Proc. 3rd regional conf. Asian Inst. Technol. Bangkok, 1978.
7. Hamilton W. Tectonics of the Indonesian region. — Geol. Surv. Profess. Pap., 1979, N 1078.
8. Hayes D.E. The tectonic and geologic evolution of Southeast Asian seas and islands. Wash.: Amer. Geophys. Union, 1980. (Geophys. Monogr., 23).
9. Hayes D.E. The tectonic and geologic evolution of Southeast Asian seas and islands. Pt 2. Wash.: Amer. Geophys. Union, 1983. (Geophys. Monogr., 27).

10. Hutchison C.S. Southeast Asia. — In: The Ocean basins and margins. N.Y.: Plenum press, 1982, vol. 6.
11. Liew T.C., McCulloch M.T. Genesis of granitoid batholiths of Peninsular Malaysia and implications for models of crustal evolution: Evidence from Nd-Sr isotopic and U-Pb zircon study. — Earth and Planet. Sci. Lett. (in press).
12. Mammericks J., Fisher R.L., Emmel F.J., Smith S.M. Bathymetry of the east and southeast Asian seas. Va, 1976. (Geol. Soc. Amer., Map and Chart Ser.; Mc-17).
13. Meyerhoff A.A., Willums J.O. Petroleum geology and industry of the People's Republic of China. — United Nations, ESCAP, CCOP Techn. Bull., 1976, vol. 10.
14. Mitchell A.H.G. Phanerozoic plate boundaries mainland S.E. Asia, the Himalayas and Tibet. — J. Geol. Soc. London, 1981, N 138.
15. Stauffer P.H. Malaya and Southeast Asia in the pattern of continental drift. — Geol. Soc. Malay-sia Bull., 1974, N 7
16. Stauffer P.H. Unraveling the mosaic of Paleozoic crustal blocks in Southeast Asia. — Geol. Rdsch. (in press).
17. Tri T.V. Geolgy of Vietnam (North part). Hanoi: Res. Inst. Geol. and Miner. Resour., 1979.
18. Trung H., Bao N.X., MỸ B.P., Tinh T.H. Peculiarities of the intrusive magmatic formation distribution in Southern Vietnam. — In: Dia chât và khoáng sản Việt nam. Hà nội, 1979.
19. Veevers J.J. Western and Northwestern margins of Australia. — In: The Ocean basins and margins. N.Y.: Plenum press, 1982, vol. 6.
20. Waterhouse J.B. An early Permian cool-water fauna from pebbly mudstones in South Thailand. — Geol. Mag., 1982, N 119.

СОДЕРЖАНИЕ

А.П. Яншин, В.Е. Хайн, Ю.Г. Гатинский (СССР). Основные проблемы тектоники Азии	3
Хуан Цзицинь (Т.К. Хуанг) (КНР). Новые данные по тектонике Китая	11
В.В. Белоусов, Б.С. Вольвовский, И.С. Вольвовский (СССР), К. Кайла (Индия), А. Марусци (Италия). И.Х. Хамрабаев (СССР). Глубинное строение Центральной Азии по геотраверсу Тянь-Шань – Памир – Гималаи	24
Н.С. Зайцев (СССР), Б. Лувсандаанзан (МНР), М.С. Нагибина (СССР). Тектоника Монголии	33
В.А. Буш, В.Г. Трифонов, С.С. Шульц (мл.) (СССР). Системы активных линеаментов Евразии по данным дешифрирования космических снимков	42
✓ Й. Штёклин (Швейцария). Орогенез и эволюция Тетиса на Среднем Востоке: Оценка современных представлений	53
С.А. Захаров, Г.С. Поршняков (СССР). История становления структур Средней Азии и их положение в тектоническом плане юго-запада Азиатского континента	69
В.И. Дронов (СССР), Ш. Абдулла (Афганистан). Тектоника Афгано-Южно-Таджикского сектора азиатской части Тетиса	79
К.С. Вальдия (Индия). Тектоника складчатого обрамления Индийской платформы	89
В.С. Такур (Индия). Тектоника области сочленения Гималаев и Каракорума (супурной зоны Инд–Цянго)	113
Г.Д. Ажгирей (СССР). Глубинные разломы Центральной Азии (на примере Гималаев и некоторых других территорий)	124
Р.П. Башыял (Непал). Геология Непальских Гималаев	132
Шао Шучанг, Гао Янлин (КНР). Тектоническая эволюция Тетис-Гималаев в Китае	150
Чанг Ченгфа, Пан Юшен (КНР). Предварительный синтез геологического строения Цинхай-Шицзянского (Тибетского) плато	159
Т. Кимура (Япония). Структурные элементы и тектоническая эволюция Японских островов	174
Ю.Г. Гатинский (СССР), Ч.С. Хатчисон (Малайзия), Н.Н. Минь, Ч.В. Чи (CPB). Тектоническая эволюция Юго-Восточной Азии	193

ТЕКТОНИКА АЗИИ

27-й МГК, К.05

Утверждено к печати

Организационным комитетом 27-го Международного геологического конгресса

Редактор Н.Б. Зaborovskaya. Редактор издательства А.В. Копп

Художник Ф.Н. Буданов. Художественный редактор И.Ю. Нестерова

Технический редактор Г.П. Каренина. Корректоры В.Н. Челкина, Р.Г. Ухина

Набор осуществлен в издательстве на наборно-печатывающих автоматах

Подписано к печати 05.03.84. Т-00279. Формат 70 X 100 1/16. Бумага для глубокой печати
Гарнитура Универс. Печать офсетная. Усл.печ.л. 16,9 + 2,1 вкл. Усл.кр.-отт. 19,2. Уч.-изд.л. 23,7
Тираж 3000 экз. Тип. зак. 1234. Бесплатно. Заказное

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

~~II~~) Нагромождение остатков фито-растительности

1) Осаждение соли на дне в результате выветривания почв и отложений на дне Моря и в грунтах.

2) Зона почвения берега и влажных почв. Степь-Барханы

3) Зона почвения берега и влажных почв. Степь-Барханы

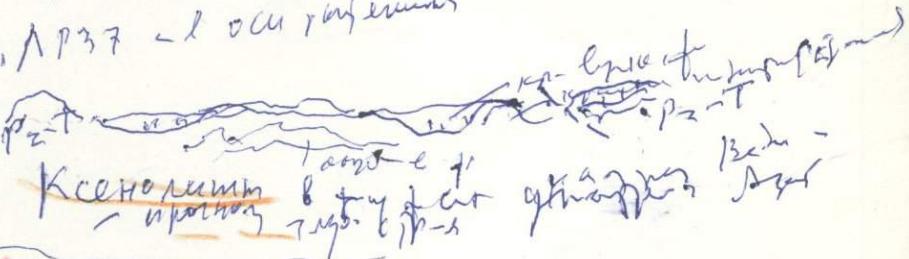
Следующий этап зоны соли и песка на дне Моря

Также почвы на глубинах 10-15 м - Степь

Максимальная зона соли и песка: 1) почвы на дне Моря; 2) почвы на дне Моря

Максимальные почвы соли и песка (глубина 2-3 м)

May, APR 37 - 1 очищенная



✓ Катаровская зона САЭС
Биодиверситет минералов Mn + интузии РТ
гравий

Биодиверситет минералов биоген и сидерит
Донецк-Макеевка № 18

ЛУК Беларусь - Пугачев

Anticorrosion paint (防腐漆)

098306580 Топка

- Родник Старая Беда: Медиодоради, шахты руды, тяжелые, кирзово-бурые и пурпурные почвы (Mg - K +)

Бесплатно

18660

