

А. БАДДИНГТОН

**Ф**ОРМИРОВАНИЕ  
ГРАНИТНЫХ  
ТЕЛ

А. Баддингтон

# ФОРМИРОВАНИЕ ГРАНИТНЫХ ТЕЛ

*Перевод с английского*

Д. С. ХАРКЕВИЧА

*Под редакцией и с предисловием*

Н. А. ЕЛИСЕЕВА

ИЗДАТЕЛЬСТВО ИНОСТРАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ  
Москва 1963



5333

## АННОТАЦИЯ

В последнее десятилетие в геологической науке идут споры о происхождении гранитов — наиболее распространенных пород земного шара. Работа американского геолога А. Ф. Баддингтона представляет собой сводку новейших данных, проливающих свет на эту проблему. В частности, в работе А. Ф. Баддингтона приводятся новые данные о структуре гранитных тел, а также о формировании их на различных глубинах. Книга рассчитана не только на узкий круг специалистов-петрографов, но и на работников производственных геолого-разведочных организаций.

*Редакция литературы по вопросам геологических наук*



## ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА

Обширная работа известного американского петролога А. Ф. Баддингтона «Формирование гранитных тел»<sup>1</sup> посвящена одному из важнейших вопросов структурной петрологии и до существу является сводкой по гранитоидным плутонам. При этом автор рассматривает особенности внутренней структуры плутонов и их структурные соотношения с вмещающими породами.

В основу этой работы положены были данные по структурной петрологии гранитоидов преимущественно Северной Америки, но значение работы Баддингтона далеко перерастает региональные рамки. Выводы, к которым пришел автор, представляют большой интерес для любого района развития гранитоидов. Автор приводит многочисленные примеры гранитоидных плутонов различного возраста, сформировавшихся на различной глубине, в различной структурной обстановке, в различное время.

В работе приводится много интересных и новых данных о структуре гранитоидных плутонов. Автор установил, что центральные интрузии широко распространены в районах развития гранитоидов, чего раньше геологи не замечали. Он выяснил также, что широкое распространение имеют такие формы плутонов, как штоки и факолиты, и исследовал ряд деталей развития факолитов и пластинообразных тел. В качестве иллюстрации различных районов развития гранитоидных плутонов автор приводит много интересных структурных карт, составленных преимущественно по новым данным.

На основании своих исследований и обобщений автор приходит к следующим двум очень важным выводам, касающимся структуры и генезиса гранитоидных пород.

Сущность первого заключения состоит в том, что на основании изучения внутренней структуры плутонов и соотношений между структурой вмещающих пород и структурой самого плутона все плутоны по глубинности их залегания можно подразделить на три группы: а) плутоны эпизоны, б) плутоны мезозоны и в) плутоны катазоны. Кроме того, наблюдаются переходные между этими группами типы плутонов.

Второй вывод, не менее интересный, относится к другой области, к очень важной проблеме происхождения гранитоидов. Как и следовало ожидать, структурно-петрологические данные оказались надежным фундаментом, на который должны опираться, в частности, представления сторонников метасоматического происхождения гранитов. Автор вовсе не отрицает возможности метасоматического происхождения гранитов и вместе с этим вынужден указать, что в большинстве случаев проверка выводов многих геологов о метасоматическом происхождении в том или ином

---

<sup>1</sup> A. F. Buddington, Granite emplacement with special reference to North America, Bull. Geol. of Am., 70, № 6, 1959.



районе, как показали дополнительные структурно-геологические исследования, заставляют признать интрузивное происхождение гранитов, а стало быть, существование глубинных гранитных расплавов, из которых и кристаллизовались граниты.

Предлагаемое автором деление гранитоидных плутонов на три группы, вероятно, найдет последователей и подражателей: очень уж соблазнительно на основе структурных данных решить вопрос о глубине формирования плутона. Однако такое разделение на группы по степени глубинности едва ли можно признать удачным. И, к сожалению, такое подразделение, положенное в основу описания фактического материала, отвлекло автора от более важных вопросов структурной петрологии. Так, в работе не уделяется должного внимания структурным фациям горных пород в плутонах, вследствие чего не получили должного освещения плутоны, развивающиеся на больших глубинах и обладающие гнейсовыми структурными фациями. В частности, плутоны, которые относились предыдущими исследователями к метасоматическим, обладают гнейсовыми фациями горных пород, поэтому, может быть, правильнее говорить не о гранитизации, а о гнейсификации.

Вообще вместо произвольной классификации плутонов по зонам полезнее было бы исследовать, в каких условиях происходило формирование того или иного плутона — в платформенных или в складчатых областях. К сожалению, автор не уделил внимания этому вопросу.

Бросается в глаза слабое освещение структурных особенностей синтетектонических плутонов с хорошо развитыми гнейсовыми структурными фациями горных пород. В некоторых случаях можно догадываться об этих плутонах по схематическим структурным картам, например, на фиг. 18 приведены плутоны, сформировавшиеся на различных глубинах, причем указано, что более древними являются синтетектонические и более молодыми — посттектонические. К сожалению, автор не останавливается на этих очень существенных и столь интересных в структурном отношении деталях.

Наконец, существенным недостатком работы в целом является полное отсутствие микроструктурных данных; они совершенно необходимы для характеристики плутонов, обладающих полосчатыми и гнейсовидными текстурами.

Несмотря на указанные недостатки, работа Баддингтона весьма интересна и вполне заслуживает перевода на русский язык по следующим причинам. Во-первых, она содержит огромный и весьма поучительный фактический материал по структурам гранитоидных плутонов. Во-вторых, она принадлежит к числу таких научных трудов, которые побуждают геолога к дальнейшим исследованиям на основе объективного анализа ее положительных и отрицательных сторон.

*Н. Елисеев*

## РЕЗЮМЕ

В настоящей работе дается обзор опубликованных за последние 25 лет исследований по вопросу формирования гранитных плутонов преимущественно на территории Северной Америки. Плутоны классифицируются в соответствии с их образованием в эпизоне, мезозоне или катазоне земной коры. Установлено, что плутоны, сформировавшиеся в эпизоне, почти полностью дискордантные в отношении вмещающих пород, в мезозоне — сложные, частично дискордантные, частично конкордантные; плутоны катазоны преимущественно конкордантные.

Гранит, образовавшийся путем гранитизации, рассматривается в качестве второстепенного, или местного, явления в плутонах эпизоны; обычного, но подчиненного значения — в плутонах мезозоны и важнейшего — в плутонах катазоны. Однако в общем авторы обзора работ приходят к выводу, что во всех зонах главнейшим фактором — прямо или косвенно — являлась магма. В противоположность некоторым современным теориям настоящим обзором устанавливается большое число и громадный общий объем гранитных плутонов, внедрившихся в виде жидкой магмы в эпизоне и связанных общностью происхождения с непосредственно ассоциированными с ними во времени и пространстве лавами сходного состава. Следовательно, магма должна играть главную роль в третичных штоках и батолитах. По-видимому, между плутонами эпизоны и мезозоны существует непрерывный переход; таким образом, и для них устанавливается важное значение магмы. Переходят ли плутоны мезозоны в плутоны катазоны, имеют ли они корни в катазоне или оторваны от нее — неизвестно, поскольку точные данные на этот счет отсутствуют. В большинстве комплексов основания от докембрийского до раннемелового возраста преобладают батолиты, сформированные в мезозоне.



## ВВЕДЕНИЕ

Со времени выхода в свет сообщений Комитета по проблемам батолитов (Grout, 1931—1935), обзора Дэли (Daly, 1933) и записок Болка (Balk, 1937) опубликовано множество детальных описаний внутреннего строения гранитных плутонов и их взаимоотношений с вмещающими породами. В то же время Рид (Read, 1949, 1951, 1955, 1957) развил теорию происхождения и генетических связей гранитных тел и его понятие «Гранитные серии» представляет важный вклад в науку. Рид подчеркивает, что механизм формирования гранитных массивов должен рассматриваться в свете их регионального окружения. Эту идею автор намерен развивать дальше в основном путем составления обзора, подтверждаемого характерными примерами, взятыми преимущественно из соответствующей литературы последних 25 лет по описанию гранитных плутонов Северной Америки. Плутоны Северной Америки избраны потому, что автору доступнее оценка посвященной им литературы, а также вследствие того, что особенности этих плутонов и их объяснение привели к трактовке некоторых процессов и условий формирования, отличной от той, которая дается в большинстве европейских работ и заслуживает рассмотрения и оценки. Для иллюстрации приводятся отдельные примеры плутонов за пределами Северной Америки.

Автор признателен П. Клауду, Х. Хессу, Ф. Осборну и А. Полдерварту за дружескую критику и конструктивные указания и ни в какой мере не склонен возлагать на этих лиц ответственность за недостатки настоящего обзора.

Проблема происхождения гранита — важный фактор при рассмотрении механизма формирования плутонов. Многие геологи, которые полагают, что большинство гранитов образовано путем «гранитизации» или «трансформации», постоянно подчеркивают, что эта проблема должна решаться на основании геологических исследований и полевых данных. Существует также необоснованное мнение, будто критически мыслящие полевые геологи, знакомые с современными воззрениями, сочтут процесс гранитизации наилучшим объяснением происхождения большинства или почти всех гранитов. Однако североамериканская литература последних 25 лет, прямо или косвенно относящаяся к проблеме формирования плутонов, придает большое значение магме. Однако не менее ста авторов — и при этом именно полевых геологов — считают вполне обоснованными представления о возможности образования гранита путем гранитизации или о внедрении его в результате пластического течения кристаллического вещества. В общем обзор литературы с очевидностью показывает, что мы еще не располагаем надежными приемлемыми для геологов критериями, позволяющими различать продукты, образовавшиеся в результате различ-



ных механизмов формирования. Вероятно, придется принять, что такие геологические проблемы должны разрешаться не только на основании полевых наблюдений, но и путем освоения наиболее ценных воззрений, которые развивались в прошлом. Это освоение предполагает неизбежную переоценку старого и согласование старых данных с данными новых экспериментов, новых лабораторных исследований и с результатами новых полевых геологических наблюдений; такая переоценка неизбежно вызывает «яркие вспышки интуиции», или, иными словами, новые идеи.

В последующем изложении граница между размерами штока и батолита принимается примерно в 40 квадратных миль, что соответствует взглядам Дэли. Понятие гранита, если не считать случаев, особо отмеченных в тексте, будет соответствовать группе таких гранитоидов, как кварцевый диорит или тоналит и трондjemит, гранодиорит, кварцевый монзонит или адамеллит, гранит или лейкогранит и аляскит. Термин «плутон» здесь будет применяться в весьма общем смысле для тела интрузивной изверженной (или «псевдоизверженной», возникшей путем метасоматоза или перекристаллизации) породы любого размера и формы. Дайки, силлы и лакколлиты упоминаются лишь попутно. Термин «пластическое течение кристаллического вещества» означает течение вещества, сохраняющего кристаллическое состояние во время всего хода деформации, при этом имеется в виду также и перекристаллизация путем частичного плавления или растворения и переотложения.

### „ГРАНИТНЫЕ СЕРИИ“ РИДА

Положения Риды о «гранитных сериях» наилучшим образом иллюстрируются выдержками из его работ.

(Read, 1957, стр. 79). «Интрузивные тела классифицировались как протектонические, синтектонические и посттектонические. Я пытался привести в систему эти соотношения в понятии «гранитные серии» (Read, 1949). С этим понятием связывается природа и форма различных типов гранитных тел с местом их в складчатом поясе и временем их окончательного затвердевания. «Гранитные серии» могут быть представлены следующим образом:

#### ВРЕМЯ

#### УРОВЕНЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Аутохтонные граниты, образовавшиеся в результате гранитизации	Парааутохтонные граниты	Интрузивные магматические граниты	Плутоны
---	-------------------------	-----------------------------------	---------

В глубине складчатого пояса на ранней стадии орогении возникают громадные скопления образованных в процессе гранитизации гранитов, которые ассоциируются с мигматитами и широко распространенными регионально-метаморфизованными породами. По мере продолжения орогении часть этих аутохтонных гранитов начинает отделяться от своего окружения и перемещаться выше в складчатой структуре. Позднее в более верхних горизонтах этот процесс сменяется движением истинных интрузивных и магматических масс и завершается формированием наиболее высоко расположенных и наиболее молодых гранитных плутонов, внедряющихся в виде почти твердых тел в посторогенные осадочные породы.

(Read, 1951, стр. 21). «Возникшие парааутохтонные граниты обнаруживают разнообразные контактные взаимоотношения с вмещающими породами — в одних случаях наблюдаются мигматиты, в других — характерные ореолы термального типа.

Это перемещение из мигматитово-метаморфического окружения может продолжаться до тех пор, пока генетические связи окончательно не оборвутся и на наиболее высоких уровнях земной коры не внедрятся *истинные интрузивные граниты*, возможно, в виде магмы, но более вероятно — в виде мигмы. Конечный предел гранитной серии представлен *плутонами* верхнего уровня, внедрившимися в неплутонические области на более поздних стадиях истории данного орогена... Плутоны — это сфера проявления гранитной тектоники Клооса; причем внедряются они почти как мертвые тела, так как интрузия их обуславливает значительную складчатость и нарушения во вмещающих породах».

По мнению автора, рассуждения Рида следует в значительной степени пересмотреть. Плутоны с «гранитной тектоникой» — это не конечные члены гранитной серии. Напротив, они почти полностью относятся к мезозоне, где в виде многочисленных составляющих могут образовывать огромные батолитовые комплексы. Конечными членами гранитной серии являются плутоны эпизоны. Рид, употребляя выражения «редкие», «маленькие» и «почти мертвые», приуменьшает значение тел, сформировавшихся в верхних уровнях земной коры. Это совершенно не согласуется с числом, размером, значением, а также признаками мобильности и текучести большинства плутонов эпизоны Северной Америки. По подсчетам Нопфа (Knopf, 1955, стр. 697), суммарная площадь плутонов третичного возраста Северной Америки и Гренландии (сформированных в эпизоне) составляет 52 тыс. квадратных миль.

Ганс Клоос (H. Cloos, 1931) представил краткое обсуждение по существу возможных структурных соотношений плутонов на различных глубинах. Ниже цитируется резюме С. Сандина (Sundeen, 1955, стр. 48—49).

«В одном массиве внутренняя тектоника различна на разных горизонтах. В верхних горизонтах неправильных ветвящихся штоков имеются слабые, неуловимые структуры. На средних глубинах наблюдаются хорошо сформированные своды, шпировые купола, перемычки и провесы боковой породы, а также кливаж с краевой деформацией и милонитизацией, с развальцовыванием или без развальцовывания обломков — ксенолитов в краевых участках. В глубокой зоне имеются своды гнейса. Вся область деформирована и движется вместе с магмой как неясно выраженное целое; породы преимущественно перекристаллизованы, а интрузия имеет место не только до и в течение процесса кристаллизации, но частично и после него. Поэтому здесь отсутствуют какие бы то ни было даже небольшие динамические краевые зоны, поверхности скольжения, обломки — ксенолиты в краевых частях и большинство других особенностей средней зоны. Клоос дает схему вертикального строения этих трех горизонтов; каждый более верхний массив мельче и отщеплен от массива, находящегося на более низком уровне; он обладает меньшей полосатостью, чем нижний. Клоос не отрицает, что единичные массивы могут с глубиной постепенно изменяться без большого изменения горизонтального разреза в условиях более глубокой зоны».

## ЗОНЫ ФОРМИРОВАНИЯ

Формирование гранитной серии будет рассмотрено здесь с учетом внутреннего и внешнего строения плутонов в пределах разных зон глубины и температуры или зон интенсивности земной коры. Согласно простейшей гипотезе, следует ожидать, что интенсивность регионального метаморфизма с глубиной возрастает до некоторой степени равномерно и поэтому может быть индикатором глубины. Место и время формирования гранита, однако, связано не со статическими условиями в окружающей обстановке, а с ее динамическими изменениями. Это особенно справедливо



для мезозоны. Однако интенсивность регионального метаморфизма в зонах, удаленных от интрузивных массивов, может еще использоваться в качестве возможного показателя их глубины (см. также Mishot, 1957). Поскольку для нас особенно интересны физические условия вмещающих пород в период и в области формирования интрузивных тел, то следует отметить, что верхние и нижние границы каждой зоны обладают значительными колебаниями в отношении глубины для различных областей и разных периодов развития. Глубины развития плутонов с одинаковыми характерными особенностями будут зависеть от температуры, давления, относительной подвижности вмещающих пород и других факторов. Таким образом, применяющийся здесь термин «зона» в действительности относится скорее к зонам интенсивности, чем собственно к зонам глубины. На одном и том же уровне батолит может внедриться в слегка прогретую породу дискордантно на ранней стадии, а в течение поздних стадий — конформно в нагретую породу, особенно в кровлю. Преимущественно мезозональный плутон в своей верхней части может обладать типичными особенностями плутонов катазоны. В некоторых приводимых примерах оценка физических условий оказывается затруднительной и очень недалеко от домысла. Тем не менее примеры, для которых имеются близкие к достоверным и даже почти достоверные данные, позволяют установить основу для разумного построения картины формирования и некоторого дополнительного углубления этой проблемы.

Мишо (Michot, 1956, стр. 28) утверждает, что эпизона может распространяться от земной поверхности до глубины 10 км. Мезозона и катазона будут расположены соответственно глубже этого уровня.

Развитие в породах фации зеленых сланцев метаморфизма следует рассматривать в качестве характерного признака мезозоны. Файф, Тернер и Ферхуген (Fyfe, Turner, Verhoogen, 1958, стр. 218) считают маловероятным, чтобы эта фация могла развиваться при температуре ниже приблизительно 300° С и на глубине менее 10 км. Их кривые (стр. 182) повышения температуры с глубиной показывают, что на глубине около 10 км в осадочной толще большой мощности, образовавшейся в результате опускания земной коры, температура может повышаться приблизительно до 250° С, а там, где на нее воздействует магматическая интрузия, она может достигать 450° С. Такого рода данные, которые приводятся Джеймсом (James, 1955), обосновывают повышение температуры во вмещающей породе над внедряющейся магмой. Следовательно, магма внедряется в породу с более высокой температурой по сравнению с принимаемой по другим данным для всего региона. Основание эпизоны рационально считать обычно на глубине 4 мили с эпизодическим понижением, возможно, до 6 миль.

Глубина основания мезозоны или верхней границы катазоны, где начинается проявление амфиболитовой фации, также должна обладать значительными колебаниями, вероятно, от 5 до 10 миль. Вегман (Wegmann, 1935) считает минимальную глубину «мигматитового фронта» равной 10 км. Температурные пределы для мезозоны могут колебаться приблизительно от 250—350° С в верхней части до 500° С в основании.

Таттл и Боуэн (Adams, 1952, стр. 38) писали: «Невероятно, чтобы большинство гранитов, выходящих на дневную поверхность, кристаллизовались на глубине более 9 миль». Эта цифра представляется слегка заниженной. Возможно, эрозией могут быть вскрыты уровни в лучшем случае на несколько миль глубже, но в общем порядок этой величины, вероятно, достоверен. Согласно Гутенбергу (Gutenberg, 1957), мощность «гранитной» коры под Альпами составляет 35 км, а под Сьеррой-Невадой — 25—30 км. Если эти данные принять для определения глубины прогнутаго сиала





## ПЛУТОНЫ ЭПИЗОНЫ

*«Теория гранита Хеттона... одновременно предполагает, что этот камень существовал в виде расплава и в таком состоянии был инъецирован в уже консолидированные пласты» (Playfair, 1802).*

### ВВЕДЕНИЕ

В литературе редко оцениваются глубины, на которых внедрены части плутонов, выходящие в настоящее время на поверхность. Обнаженные в настоящее время третичные интрузивные тела, по-видимому, формировались внутри эпизоны, так как время последующей эрозии было слишком кратким для глубокого расчленения. Обзор литературы показывает, что третичные интрузивные тела обладают следующими характерными чертами, которые могут быть использованы в качестве критериев при классификации интрузивных массивов в эпизоне более древнего возраста.

Третичные штоки и батолиты полностью или большей частью дискордантны по отношению к вмещающим породам, независимо от того, находятся ли они в докембрийских сланцах и гнейсах или в складчатых палеозойских и мезозойских осадочных породах, или, что более распространено, в полого падающих третичных вулканических породах. Иногда, как, например, в штоке Голд-Хилл в Неваде (Nolan, 1935, стр. 43—48), часть контактов контролируется прединтрузивными сбросами. Они могут находиться в известняках (породах весьма устойчивых в отношении гранитизации) без признаков реликтов или следов замещения. Некоторые гранитные плутоны могут быть однородными по составу, однако обычно они отличаются сложным характером, обусловленным рядом последовательных внедрений магмы различного состава. Состав колеблется от сиенитов или монцонитов до гранитов или от диоритов, через кварцевые диориты, гранодиориты и кварцевые монцониты до гранитов. Кварцевые диориты в эпизоне обычно не составляют такой значительной части плутонов, как в мезозоне. Местами или в некоторых плутонах различия состава могут частично обуславливаться поглощением (более или менее на месте) вмещающей породы, особенно в краевых зонах или в кровле, но обычно это не имеет большого значения. Часто встречаются отторженцы кровли. Большинство плутонов отчетливо гомофановые, без линейности и полосатости. Некоторые плутоны обладают первичной линейной структурой, но хорошо развитая плоскостная полосатость наблюдается редко, и если она появляется, то обычно плохо различима или приурочена к местным красным фациям.

В гранодиоритовом штоке Джемстаун, Колорадо, ориентировка линейности изучалась Годдардом (Goddard, 1935). Он установил, что шток удлинен в меридиональном направлении; вдоль западной части падение линейности составляет около  $70-80^\circ$ , и на востоке в повторно внедрившейся части падение более пологое — около  $35-60^\circ$ . Согласно Гроуту (Calkins et Butler, 1943, стр. 35—36), изучавшему линейность штока Алта в штате Юта, падение линейности в краевой зоне в общем  $80^\circ$  и более крутое, а в ядре — более пологое. Таким образом линейность обоих штоков указывает на крутой подъем потока в краевых зонах. По наблюдениям Гроута и Болка (Grout et Balk, 1934, стр. 885), линейность в большей части батолита Боулдер выражена неотчетливо, но преимущественно имеет падение около  $70^\circ$ , что указывает на крутой конформный подъем. Штоки Алта и Джемстаун, а также батолит Маунт-Принстон (Dings et Robinson, 1957, стр. 30) сопровождаются дайками с полого падающей линейностью, указывающей на субгоризонтальное течение. Другие типы ориентировки ли-



ний течения (например, сводовые и дисконформные — под углом к контактам) отмечались Болком (Balk, 1937, стр. 50—54, 60—63, 69—78). Своды линий течения, по крайней мере в некоторых случаях, могут быть объяснены наличием сводовой кровли.

Мёлман (Moehlman, 1948, стр. 118) и другие указывают на третичные плутоны, контакты которых сходятся в направлении книзу.

Обычно вулканические породы тесно генетически связаны с третичными плутонами, но их присутствие не обязательно для плутонов более глубокой части эпизоны. Во всяком случае, характерно, что состав части вулканических пород отвечает составу фаций самих плутонов, хотя количественные соотношения могут быть различными. Согласно наблюдениям Алпера и Полдervарта (Alper et Poldervaart, 1957), которые изучили штот Анимас в Нью-Мексико и интродуцируемые им вулканические породы, они не только обладают сходным химическим и минеральным составом, но даже цирконы туфов и плутона имеют одинаковый габитус.

За пределами зон контактового метаморфизма вмещающая порода может оставаться относительно неметаморфизованной. Если вмещающие породы смяты в складки и подверглись действию регионального метаморфизма, это может служить признаком умеренного прогрева их на небольшой глубине в момент внедрения. Зональность ассоциирующихся минеральных жил обычна в региональном масштабе; в верхней части эпизоны имеются также жилы эпитермального и ксенотермального характера. Обычна зональность жил, обязанная своим происхождением пульсирующему поступлению растворов различного состава в течение неоднократного приоткрывания трещин.

Периферическая, направленная от интрузивного массива деформация боковых пород — характерная черта некоторых эпизональных плутонов. Она варьирует местами от сильно до слабо деформированных параллельных периферических складок; в одном примере подразумевается наличие направленных от плутона надвигов; реже встречается локальная маломощная зона осланцевания, местная узкая полоса слабо пластического течения кристаллической массы в контактово-метаморфических зонах или незначительное локальное развитие складок волочения. Большинство плутонов незначительной величины, но имеется также большое количество батолитов. Палеозойский батолит Уайт-Маунтин в Нью-Гэмпшире, связанный с кальдерообразным опусканием, обладает площадью выхода в 680 квадратных миль; верхнемеловой батолит Боулдер — площадью 1200 квадратных миль и третичный батолит Кордильера-Бланка в Перу — в длину более 75 миль (Egeler et De Vooy, 1954). Внедрение штоков и батолитов, ассоциированных с комплексами кольцевых даек и кальдерообразным опусканием, всеми авторами рассматривается как связанное либо с опусканием субцилиндрического блока, либо с блоковым или глыбовым обрушением.

В целях сравнения можно указать на кайнозойский штот Слауфрдал в Исландии (2 на 7,5 км в поперечном и продольном измерениях), который сечет базальтовые лавы и переслаивающиеся с ними риолитовые породы. Каргилл, Хокс и Ледебор (Cargill, Hawkes et Ledebor, 1928) описывают этот штот как состоящий из мнуролитового гранофира, участками с гранитной структурой. По их мнению, штот внедрился путем опускания замещенной массы «en bloc», а отчетливая почти горизонтальная слоистость интрузивного тела указывает на прерывистое опускание, обусловившее рост штока путем последовательного добавления sillов или шлям («сар»). В крутом рельефе эти соотношения видны особенно хорошо.

Многие другие штоки и батолиты имеют куполообразную или широкую сводообразную кровлю. Эти формы возникают обычно благодаря



угловато-ступенчатому прорыванию кровли с частичным формированием свода в кровле путем простого куполообразования или куполообразования, сопровождающегося сбросами в кровле вследствие растяжения.

Наиболее древние части сложного плутона будут обнаруживать в большом или умеренном количестве зоны закалки в контакте с вмещающими породами. Дайки, апофизы и мелкие штоки — сателлиты, связанные с крупными массивами пород, обычно обнаруживают зоны закалки или приобретают типичную порфиновую структуру. Зон закалки не имеют многие крупные массивы или более молодые части сложного штока либо батолита. Нередко наблюдаются дайки пород афанитовой или порфировой структуры, внедрившиеся в позднюю стадию. Обычны также ассоциирующиеся дайки лампрофиров. Настоящие пегматитовые жилы, как правило, редки и незначительны, хотя местами и появляются небольшие гнезда пегматита. Могут присутствовать аплитовые прожилки, но дайки или фации аплита в штоках обычно мало распространены. Однако в некоторых батолитах, таких, как Боулдер, Сигалл, Акли (White, 1940), аплиты или эквивалентные им аляскиты развиты широко. Обычно наблюдается мноролитовое строение, особенно в лейкограните и аляските, и с ним местами могут быть связаны пегматитовые фации. Много даек аплита приурочено к краевой зоне плутона, где они располагаются как в кровле, так и в прилегающей к ней изверженной породе. В батолите Сигалл территории Юкон встречаются относительно полого падающие пластовые залежи аляскита, а в батолите планшета Касто в Айдахо — микропегматита.

Местами встречается также гранофир в виде пластовых залежей, штоков, краевых фаций куполовидных штоков или в виде метасоматизированных вмещающих пород. В общем гранофир появляется исключительно в эпизоде.

Штоки эпизоны иногда могут сопровождаться сателлитами в форме лакколитов (Hunt, 1956; Strobell, 1956).

Формирование путем преимущественно метасоматоза в эпизоде необычно и будет рассматриваться под названием «псевдоизверженного формирования». Некоторые плутоны обнаруживают, однако, обширные ореолы гранита или гранито-гнейса, возникшие вследствие гранитизации песчаника или метакварцита. Контакты плутона с вмещающей породой обычно резкие.

Офтедаль (Ofte Dahl, 1953, стр. 71—74, 92—93) рассматривал нордмаркитовые или монцонитовые фации центральной части штока Санде в Южной Норвегии как продукт ассимиляции лав экеритовой магмой более или менее на месте.

Такие особенности, как отсутствие контактового метаморфизма и контактового метасоматоза, отсутствие зон закалки и наличие признаков выпирания сверху боковых пород, рассматриваются (Reab, 1951, стр. 9—10; Tweto, 1951; Hunt, 1953, стр. 165; Drewes, 1958, стр. 233; Mackensie, 1958, стр. 69) как показатели внедрения многих плутонов эпизоны в виде очень вязкой магмы при относительно низких температурах (600°C или ниже). Такое объяснение удовлетворительно для многих интрузивных тел пород порфировой структуры с афанитовой оторочкой, однако чтобы с уверенностью применить его к плутонам, состоящим почти исключительно из фанеритовой породы, требуется больше данных. Плутоны эпизоны обычно характеризуются сопутствующими явлениями контактового метаморфизма и контактового метасоматоза. Во многих контактовых зонах в сланцах развивается андалузит, а в известняках местами волластонит. Пироксен, промежуточный между геденбергитом и югансенитом, не является редкостью (Allen et Fahly, 1957). Во многих ореолах эпизональных штоков обычны турмалины. Многие эпизональные штоки, по крайней мере локаль-



но, обладают мнуролитовыми фациями и могут быть сплошь фанеритовыми. Следовательно, жидкая фаза магмы таких плутонов была относительно флюидной благодаря содержанию летучих в течение части или всего периода кристаллизации. Туэто (Tweto, 1951) произвел превосходное сравнение характерных особенностей внедрения в виде силлов сильно вязкой и менее вязкой магмы.

Мелкие плутоны в небольшом числе случаев сопровождаются значительным количеством брекчии, которая по своему происхождению частично рассматривается как эксплозионная, а частично как результат выпирания магмы кверху. В качестве примеров можно привести брекчию со слегка округленными обломками осадочных пород и порфира в цементе сходной раздробленной породы, ассоциированную со штоком диорита в области Ла-Плата (Eckel, 1949, стр. 39), и брекчированные зоны на одной стороне гранодиоритового штока (Joddard, стр. 383—384). Туэто (Tweto, 1951, стр. 526—528) описал интрузивную брекчию как фронтальную часть порфиривого силла, образованную действием взрыва флюидов и разжиженной магмы. Брекчия может содержать обломки вмещающей породы или закаленного порфира в сланцевой цементирующей массе или обломки загрязненного контаминированного изверженного материала.

Магматическое происхождение многих сиалических даек, штоков и лакколитов, сформировавшихся в эпизооне, доказывается наличием в них ксенолитов глубоко залегающих докембрийских пород, хотя сами они находятся в более высоких слоях. В качестве примера можно привести описанный Раузом (Rouse, 1933, стр. 145—146) лакколит кварцевого диоритового порфирита, который внедрился в третичные вулканические породы и содержит ксенолиты докембрийских пород, вынесенных с глубины не менее 2,5 мили; описанные Эккелом (Eckel, 1949, стр. 39, 41) ксенолиты докембрийских пород в штоках, силлах и пластовых залежах монцонит-диоритового порфирита, который внедрился в мезозойские отложения; кроме того, можно сослаться на пример, приведенный Пауэрсом (Powers, 1915, стр. 166—168) из Вермонта, где дайки бостонита в среднеордовикских сланцах содержат ксенолиты подстилающих докембрийских пород, или на подобные примеры, описанные Баддингтоном и Уайткомбом (Badgington et Whitcomb, 1941, стр. 78—79) из Нью-Гэмпшира, где мелкие лакколиты и силлы кварцевого бостонита и риолитового порфира, внедренные в ордовикские сланцы, содержат обломки подстилающих кембрийских песчаников вместе с редкими обломками пород докембрийского основания.

Некоторые третичные лакколиты настолько тесно связаны с вулканическими породами, что их с уверенностью можно считать принадлежащими к вулканической ассоциации. Относительно лакколитовых гор плато Колорадо Хант (Hunt, 1956, стр. 43) пишет: «Большинство крупных штоков в лакколитовых горах, вероятно, достигало поверхности и сопровождалось извержениями, хотя, возможно, ни в одном случае не изливалось большого количества лавы и не выбрасывалось большой массы пирокластического материала». Статья Рауза (Rouse et al., 1937) также рисует возможность связи между лакколитами и вулканическими породами. Крупные тела, первоначально описанные Джилбертом как лакколиты, в настоящее время интерпретируются Хантом (Hunt, 1956, стр. 42—45) как верхние части штоков, диаметром до 2 миль. Лакколит «Три-Пикс» (Three Peaks) в штате Юта, поперечник которого достигает приблизительно 5 миль, был детально изучен Маккином (Maskin, 1947). Он находит, что верхнемеловой лакколит был сформирован под кровлей, мощностью от 2000 до возможного максимума 8000 футов. Лакколит состоит из кварц-монцонитового порфира, обычно голокристаллического, но вблизи контакта с некоторым количеством стекла в основной массе. По мнению Макки-



на, края закалки и стекло служат доказательством того, что массив является продуктом внедрения магмы. Часть кварц-монцонитового порфира отличается тонким мпаролитовым строением.

Многочисленные диорит- и монцонит-порфировые силлы района Ла-Плата (Eckel et al., 1949, стр. 34) также относятся к вулканическим телам.

### ГРАНИТНЫЕ ШТОКИ И БАТОЛИТЫ, СВЯЗАННЫЕ С КОЛЬЦЕВЫМИ ДАЙКАМИ И КАЛЬДЕРАМИ ОПУСКАНИЯ

**Введение.** Гранитные штоки и батолиты, ассоциированные во времени и пространстве с кольцевыми дайками и кальдерами опускания, находятся в непосредственной связи с вулканическими породами во многих разнородных поясах в различных и далеко удаленных друг от друга по всему миру районах. Для нашей проблемы они весьма интересны. Во многих таких районах имеются также самостоятельные, в основном дискордантные, плутоны, которые ассоциированы с непосредственно обязанными своим происхождением кальдерам опускания; они считаются внедрившимися путем глыбового опускания или обрушения. Прототип комплекса этого рода — девонская кальдера Гленко и связанный с ней гранитный батолит Старав, описанные Клоу и др. (Clough et al., 1909). В качестве других примеров дискордантных батолитовых интрузий, следующих за внедрением кольцевых даек и штоков, можно привести гранитный плутон Конуэй из батолитового комплекса Уайт-Маунтин (680 кв. миль, фиг. 2), Дрэммен и другие батолиты (фиг. 3), а также комплекс плутонов Джос — Букуру (285 кв. миль) в Северной Нигерии (Jacobson et al., 1958, стр. 11, табл. VII).

Биллингс (Billings, 1943) обнаружил в литературных источниках описания 115 кольцевых даек и 30 комплексов таких даек. Он утверждает, что у 11 из 30 комплексов кольцевых даек центральный блок сложен опустившимися вулканическими породами. Эти центральные вулканические породы представляют собой потоки и пирокластические породы, варьирующие по составу от базальта, через андезит и трахит, к риолиту. По мнению Биллингса, это комагматические породы по отношению к породам связанных с ними кольцевых даек. Далее он утверждает, что 17 из 30 комплексов кольцевых даек обладают так называемым центральным штоком; эти штоки, как правило, состоят из кварцсодержащих пород, обычно кварцевых сиенитов и гранитов. Со времени сообщения Биллингса были описаны пояса даек из Нигерии и Юго-Западной Африки, а также примеры из других районов, таким образом в настоящее время известно значительно большее количество комплексов кольцевых даек.

Для иллюстрации вышеупомянутых основных положений подобран ряд примеров, заимствованных из литературных источников. До описания их мы должны обратиться к некоторым крупнейшим массивам кислых вулканических пород, которые принято считать по их происхождению магматическими.

Вулкано-тектоническая депрессия грабена Роторуа — Таупо в Новой Зеландии (Marshall, 1935) занимает площадь приблизительно 60 на 15--20 миль при глубине опускания в несколько тысяч футов. Около 2 тыс. кубических миль спекшихся туфов (игнимбитов) занимают площадь приблизительно в 10 тыс. квадратных миль. Эта масса выброшенного материала могла бы быть эквивалентной батолиту, площадью почти 200 квадратных миль на 10 миль в глубину. Кроме того, Вэстервелт (Westervelt, 1952, стр. 565) описал среднеплейстоценовый риолитовый туфовый покров в сбросовом трого в районе Лейк-Тоба северной Суматры, площадью 25 000 км<sup>2</sup> и объемом 2000 км<sup>3</sup>. Туфы образовались в результате первоначального тектонического вскрытия относительно неглубокого очага кислой



магмы, располагавшегося ниже существовавшей ранее тектонической депрессии. Согласно представлениям Росса (Ross, 1955), пирокластические породы риолитового, дацитового, кварц-латитового и частично латитового состава во многих районах земного шара представлены в таких объемах, что многие батолиты являются перед ними карликами. По подсчетам Ларсена и Кросса (Larsen et Cross, 1956, стр. 94), миоценовые вулканические серии Потоси в Сан-Хуан, Колорадо, содержат 2300 кубических миль риолитовых вулканических пород и 3000 кубических миль кварц-латитовых эффузивов. Это количество риолитовых вулканических пород эквивалентно гранитному батолиту площадью 230 квадратных миль глубиной в 10 миль. Штоки монзонита и гранодиорита, внедрившиеся преимущественно в тот же отрезок времени, что и лавы Потоси, ассоциируются с ними, по размерам варьируют от некков до плутонов (от 2 до 5 миль в диаметре).

**Позднетретичные кальдеры опускания и интрузии.** Наиболее молодые комплексы кальдер опускания менее эродированы и обнаруживают явные признаки принадлежности к вулканической ассоциации.

Ниже будут описаны два таких комплекса из Соединенных Штатов.

*Кальдера Медисин-Лейк-Хайлендс, Калифорния.* Там, где эрозия не продвинулась слишком глубоко, как это имеет место в плиоцен (?)—плейстоценовых (?) вулканических породах Медисин-Лейк-Хайлендс, Калифорния, описанных Андерсоном (Anderson, 1941, стр. 358—361), кальдеры опускания находятся на поверхности. Кальдера представляет впадину эллиптической формы с поперечником 4—6 миль в щитовом вулкане диаметра 20 миль, сложенном оливиновым платоандезитом. Край кальдеры намечается девятью вулканическими кратерами, из которых изливался платоандезит (состава  $\pm 10\%$  нормативного кварца и  $\pm 61\%$  кальциевого олигоклаза). Дно кальдеры опустилось по крайней мере на 500 футов в результате разрушения центрального блока, сопровождавшегося интрузией кольцевой дайки и извержением андезитовых лав, выжатых вверх по боковым трещинам. Эта гипотеза требует наличия на глубине очага магмы состава кварцевого диорита. Более поздние лавы, излившиеся из кратеров, состоят из оливиновых андезитов, дацитов, риолитов и считаются продуктами продолжающейся дифференциации, излившимися из позднейших локальных кратеров, частично размещенных вдоль края опустившегося блока. Это должно в какой-то мере наводить на мысль о существовании на глубине магмы, которая при затвердении могла образовать гранитные массивы. Природа и тектонические взаимоотношения описанных вулканических пород могут рассматриваться как поверхностные проявления комплексов кольцевых даек и связанных с ними залегающих на больших глубинах штоков и батолитов.

*Кальдера Силвертон, Колорадо.* Другой замечательный вулканический комплекс — кальдера Силвертон, описанная Бёрбанком (Burbank, 1941). Кальдера Силвертон — небольшая по площади и структурному значению составная часть вулканического пояса Сан-Хуан. Она образовалась в поздне-третичное время в результате постепенного прогибания и раскалывания крупного щитообразного участка земной коры около 8 миль в поперечнике. По мере возрастания мощности продуктов вулканической аккумуляции происходило усиление прогибания участка, развитие кольцевых сбросов и сопряженных с ними радиальных трещин. Вдоль некоторых наиболее отчетливо выраженных региональных трещин поднимались внедряющиеся массы; раздробленные породы кольцевого сброса пронизаны множеством мелких интрузивных тел и вулканических трубок. Согласно предположениям Бёрбанка, как изменение пород, так и концентрация интрузивных тел указывают на залегание на умеренных глубинах более или менее сплошного кольца интрузивной породы, подстилающей край кальдеры.



Интрузивные породы состоят из габбро-диорита, андезита, латита, кварцевого латит-порфира и риолита. Вулканические породы представлены андезитом, «латитами», кварцевыми латитами и риолитом. Ларсен и Кросс (Larsen et Cross, 1956, стр. 227) описывают один из штоков кварцевого монзонита с поперечным и продольным измерениями соответственно 2 и 5 миль.

**Раннетретичные кальдеры опускания и плутоны.** Следует полагать, и это действительно имеет место, что раннетретичные плутоны, связанные с кальдерами опускания, включают плутоны, эродированные до более глубокого уровня по сравнению с позднетретичными.

**Комплекс Куитман.** Нижеследующее краткое описание раннетретичного комплекса Куитман основано на характеристике его Хаффингтоном (Huffington, 1943). Лавовые потоки по составу варьируют от базальта до трахита и риолита; наиболее многочисленны риолиты. Они ассоциированы с пирокластическими породами и в общем обладают мощностью приблизительно 3500 футов. В результате позднейшего формирования впадины, обусловленного, вероятно, погружением магмы под вулканическими породами, имело место опускание центральной части последних приблизительно на 4500 футов. Прерывистое эллиптическое кольцо интрузивных тел вокруг вулканических пород рассматривается как кольцевая дайка диаметром около 4 миль. Наиболее древняя интрузивная порода района — диорит; интрузивная порода кольцевой дайки соответствует в общем кварцевому монзониту. Шток родственного кварцевого монзонита примыкает к кольцевой дайке. По своей форме он субцилиндрический, обладает диаметром около 3,5 миль и отделяется от частей кольцевой дайки перегородкой из нижнемеловой осадочной породы, шириною около полумили. Вдоль контакта кварцевого монзонита локализуются пояса аплита и гранит-порфира. Граниты составляют менее 10% плутона; монзонит и сиенит — около 10% каждый. Считается, что кольцевая дайка в большей своей части внедрилась в результате обрушения вдоль кольцевой трещины.

**Пермские, миссисипские (?) и девонские плутоны, связанные с кальдерами опускания.** В течение последних лет были описаны четыре больших пояса, три из которых обладают длиной более 200 миль. Каждый пояс содержит многочисленные гранитные штоки, батолиты и комплексы кольцевых даек, которые тектонически, географически и по возрасту непосредственно связаны с вулканическими породами родственного состава. Следует также упомянуть пояс третичных кольцевых даек и кальдер опускания в Шотландии со связанными с ними гранитными штоками. Указанные выше четыре пояса включают пояс Нью-Гэмпшира (Billings, 1945, 1956) миссисипского (?) возраста, пояс района Осло в Норвегии (Holtedahl, 1943; Oftedahl, 1953) пермского возраста, пояс в Нигерии (Greenwood, 1954; Jacobson и др., 1958) и пояс возраста позднего карру в Юго-Западной Африке (Korn et Martin, 1954). Эти плутоны находятся в «эпизоне» земной коры и могут приблизительно рассматриваться как принадлежащие к вулканической ассоциации. По размеру они варьируют от небольших неков и даек до батолитов, достигающих площади 680 квадратных миль. Следует полагать, что породы этих поясов частично представляют уровни более глубокой эрозии по сравнению с третичными плутонами, а частично — подъем больших масс гранитной магмы на относительно высокие уровни.

Чапман и Уильямс (Chapman et Williams, 1935, стр. 507) находят, что гранит составляет более 78% плутонических комплексов в Нью-Гэмпшире, сиенит и кварцевый сиенит — 20%, габбро, диорит и монзонит — менее 2%. Джекобсон и др. (Jacobson et al., 1958, стр. 7) подсчитали, что гранит составляет 94% плутонов пояса в Нигерии и только 6% приходится



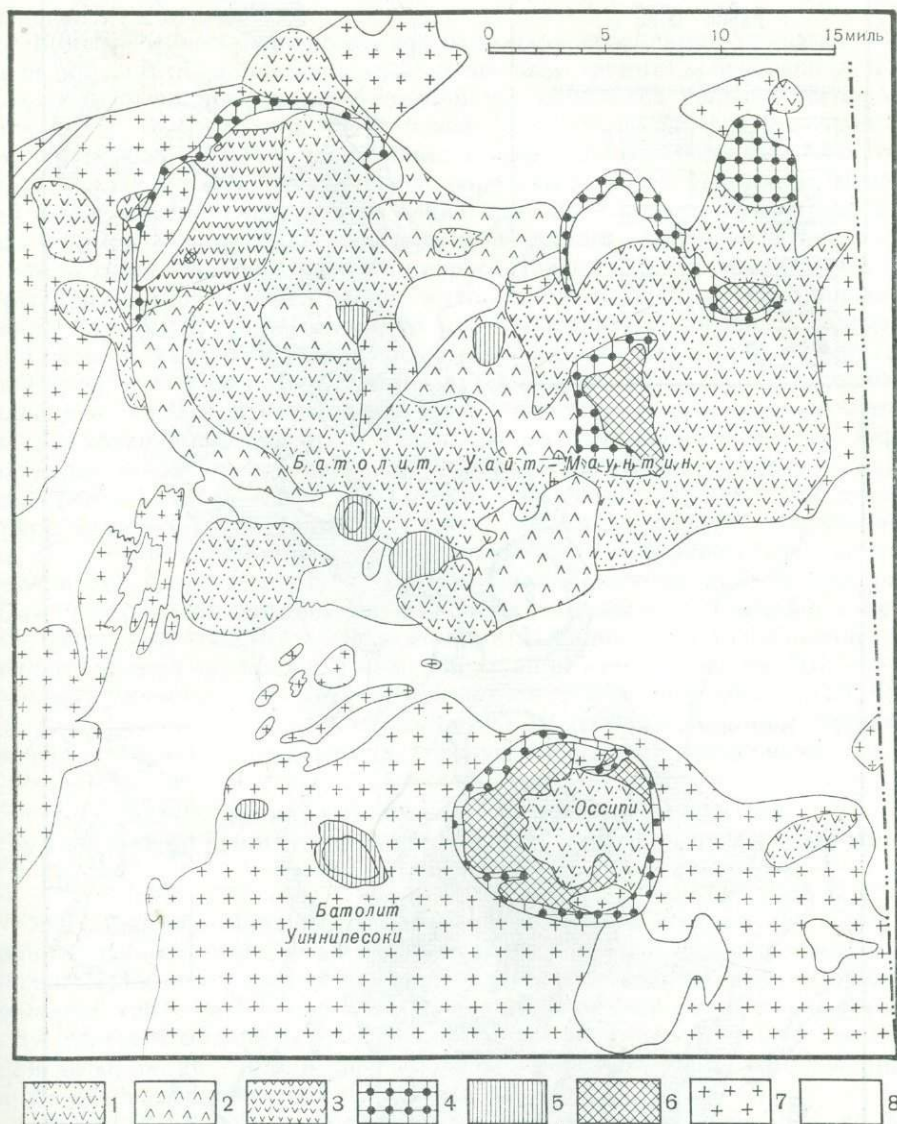
на долю пород основного и среднего состава. Для сравнения укажем, что в поясе третичных плутонических комплексов Британских островов, по Ричи (Richey, 1948, стр. 55), гранит и гранофир составляют 63% всех интрузивных пород, габбро и долерит — 33%, а ультраосновные породы — 3%.

**Пояс миссисипских (?) плутонов Нью-Гэмпшира.** Комплекс кольцевых даек гор Оссипи в Нью-Гэмпшире (Kingsley, 1931) включает одну из наиболее совершенных кольцевых даек Нью-Гэмпшира и может служить примером основных характерных особенностей всех комплексов (фиг. 2). Кольцевая дайка описана как полукруглая, с диаметром несколько более 8 миль; она сложена порфировым кварцевым нордмаркитом (13% нормативного кварца). В пределах центрального комплекса находится куполообразный массив вулканических пород Моат. Мощность этих пород составляет приблизительно 7000 футов; они состоят из потоков базальта (4% нормативного кварца), андезита (13,4% нормативного кварца) и кварцевого порфира, а также эквивалентных туфов и брекчий. Остальная часть центрального комплекса, за исключением небольшой глыбы вмещающей породы, слагается грубозернистым биотитовым гранитом (25,8% нормативного кварца). По мнению Кингсли, минимальное опускание вулканических пород по краям составляет 4500 футов, а в центре — 12 500 футов. Полагают, что биотитовый гранит внедрился в результате глыбового обрушения или путем опускания цилиндрического блока.

Батолит Уайт-Маунтин (фиг. 2) — другой пример центральных комплексов Нью-Гэмпшира — замечателен своими размерами. Нижеследующее описание — это сжатое изложение описания Биллингса (Billings, 1928). Батолит располагается примерно в 4 милях севернее гор Оссипи. Он занимает площадь около 680 квадратных миль и состоит преимущественно из гранита с подчиненным нордмаркитом и содержит крупные, от нескольких миль до 8 миль в поперечнике, глыбы вулканических пород, погружившиеся в батолит. Вулканические породы состоят из потоков кислых пород и переслаивающихся туфов и брекчий мощностью около 11 800 футов. Кислые потоки в основном представлены комендитами (24—33% нормативного кварца) или кварцевыми порфирами. Присутствует также трахит (18,3% нормативного кварца). Некоторые нордмаркитовые порфиры с плотной основной массой встречаются или в виде штоков — сателлитов или в виде краевых фаций закалки. Следует отметить, что экстрезивные комендиты можно сравнивать с плутоническим гранитом, а экстрезивный трахит — с плутоническими более кислыми фациями нордмаркита. Вулканические породы, вероятно, опустились по крайней мере на 5000 футов, а на одном участке даже на 17 000 футов, как это можно предположить по отсутствию их в прилегающих районах. Внедрение батолита рассматривается как результат погружения кровли. Магма продвигалась вверх вдоль крупных трещин и изливалась на поверхность в виде больших потоков или выбрасывалась в виде прокластического материала.

Пояс эпизональных плутонов несколько дискордантен в отношении простираения древних вмещающих пород.

**Пояс пермских плутонов Осло.** Пояс кальдер опускания и кольцевых дайковых и центральных комплексов Осло в Норвегии был описан Хольтедалем (Holtedahl, 1943) и Офтедалем (Ofte Dahl, 1952, 1953). Он имеет столь большое общее значение, что автор не может воздержаться, чтобы не поместить здесь краткое описание его строения (фиг. 3). Плутонические комплексы внедрились в лавовое плато, состоящее из базальтовых и ромбен-порфировых потоков мощностью 2—3 тыс. м. Плутоническая фаза начиналась консолидацией ларвинкитовых плутонов, магма которых соответствует магме ромбен-порфиров. Опускания кальдер происходили

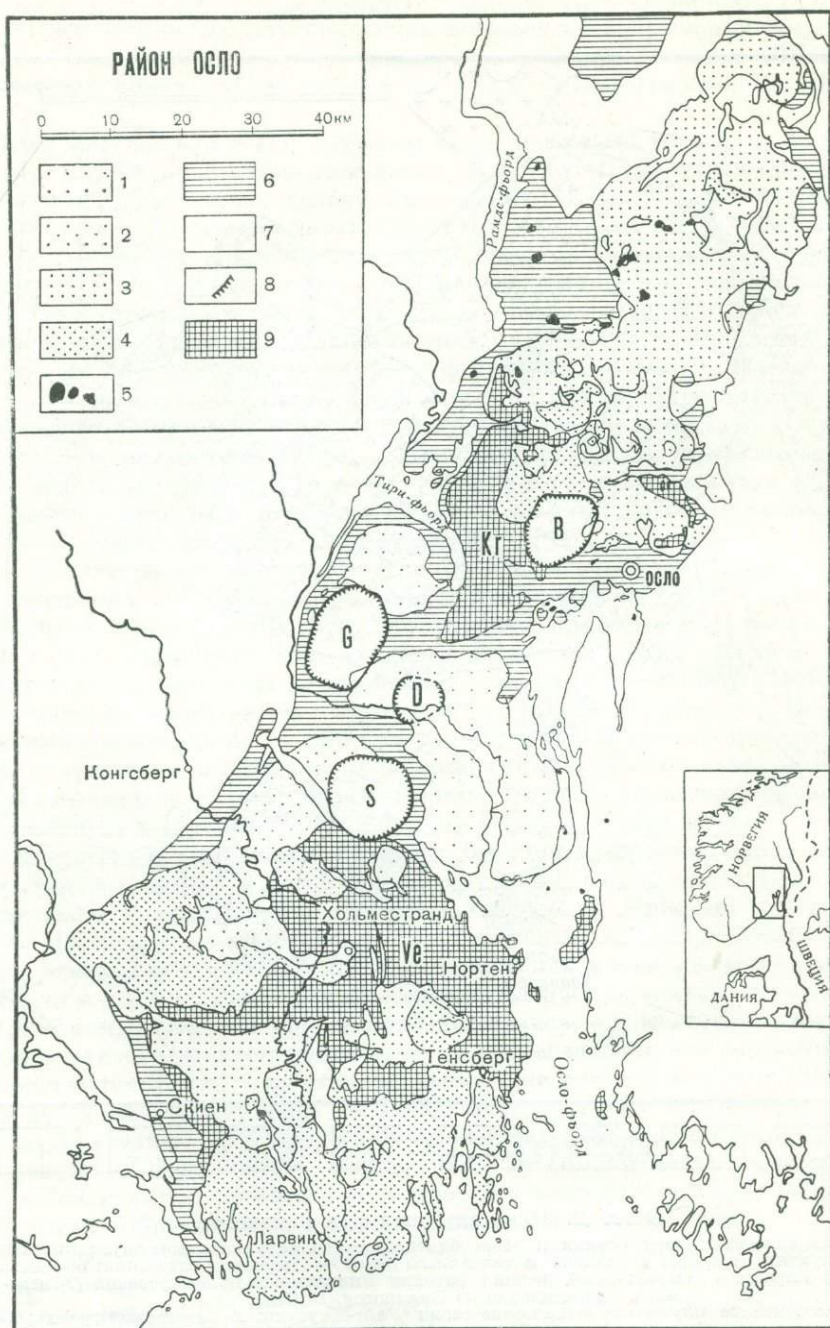


Фиг. 2. Пояс плутонов Нью-Гэмпшира.

Комплексе кольцевых даек Оссипи и шток биотитового гранита кальдеры опускания; батолит Уайт-Маунтин кальдеры опускания и связанного краевого трещинообразования; оба миссисипского (?) возраста в эпизоне; более древний батолит Уиннипески промежуточной (?) мезо-каптоны. Видоизменено по Биллингсу (Billings, 1956).

1-6-миссисипские плутоно-вулканические серии Уайт-Маунтин; 1-биотитовый гранит; 2-гранит с гадингситом, фаялитом и геденбергитом; 3-гранит-порфир; 4-кварцевый сиенит; 5-сиенит, нефелиновый сиенит; 6-в основном вулканические образования (экструзивная фаза плутоно-вулканических серий Уайт-Маунтин); потоки, туфы и брекчи; риолит, базальт, андезит и частью трахит; 7-(?) верхний девон (плутонические серии Нью-Гэмпшир), преимущественно кварцевый монзонит и кварцевый диорит, большей частью полосчатые; 8-силур и нижний девон, преимущественно нижнедевонские слоистые кварциты и слоистые сланцы, местами гранито-гнейсы и сланцы, иньдированные гранитом.





Фиг. 3. Район Осло, Норвегия.

Четыре пермских комплекса (B, D, G, S) лав, кольцевых даек и штоков кальдер опускания, а также ассоциированных с ними более молодых дискордантных батолитов; все в эпизоно. По Офтедалю (Ofteidal, 1953).

1 - гранит; 2 - экерит; 3 - нордмаркит и др.; 4 - ларвикит и др.; 5 - Осло-эссексит; 6 - кембросилурийские осадочные породы; 7 - архей; 8 - кальдеровый кольцевой сброс; 9 - базальт, ромбенопорфир.

в течение позднейших периодов одновременно с образованием сиенитовых и гранитных штоков. В трех из четырех описанных кальдер имеются кольцеобразные дайки кварцевого порфира.

Пояс Осло весьма показателен благодаря ассоциации крупных батолитов ларвикита, нордмаркита и биотитового гранита, образующих пояс около 200 км длиной; четыре главных комплекса кальдер располагаются внутри центральной части пояса (Ofstedahl, 1953, фиг. 1). Один из этих батолитов — дрэмменский биотитовый гранит (Ofstedahl, 1953, стр. 103) — включает кальдеру Дрэммен, образовавшуюся в результате опускания огромного цилиндрического блока или части кровли. Магма биотитового гранита моложе пород кальдеры и внедрение ее следовало почти сразу же за образованием кольцевого сброса. В контакте с эффузивами кальдеры Дрэммен биотитовый гранит имеет оторочку из кварцевого порфира. Длина плутона Дрэммен около 55 км. В контакте с породами кальдеры Гильтревани плутон обладает краевыми фациями кварцевого порфира с аплитовой основной массой. Офтедаль (Ofstedahl, 1953, стр. 58) полагает далее, что гранитная магма находилась при относительно высокой температуре, возможно, даже была перегрета. Батолит экерита моложе пород кальдеры Саиде. Экерит содержит много пегматитовых гнезд и обладает порфировой краевой зоной. Хольтедаль (Holtedahl, 1951, стр. 90) в отношении механизма внедрения батолитов приходит к выводу, что «громадные подземные блоки коры погрузились вдоль дугообразно-изогнутых трещин на неизвестную глубину, а магма заняла освободившееся пространство». Для объяснения появления лавовых потоков ромбен-порфира Офтедаль (Ofstedahl, 1952, стр. 58) считает, что монзонитовый магматический батолит, длиной по крайней мере 100 и шириной 20—40 км был слегка перегрет. Далее он полагает, что обычно внедрение останавливалось близ поверхности (на глубине около 100—500 м), но иногда магма выходила непосредственно на поверхность, образуя площадные извержения.

#### **ШТОКИ ПЕРВОНАЧАЛЬНО КАЛЬДЕРОВОГО ОПУСКАНИЯ, НО СОПРОВОЖДАВШЕГОСЯ БОКОВЫМ ИЛИ НАПРАВЛЕННЫМ КВЕРХУ ДАВЛЕНИЕМ**

**Общий обзор.** Предшествующий обзор касался штоков, для которых принимается, что внедрение их происходило в результате опускания цилиндрических участков земной коры или блоков. Существует несколько примеров, где опускание блоков и цилиндрических участков — по-видимому, главный механизм внедрения; оно сопровождалось также проявлением деформации вмещающей породы, обусловленной направленным наружу боковым давлением и поднятием кровли.

Базальтовые лавы вокруг комплекса Малл (Bailey et al., 1924, гл. XII и XIII) обнаруживают несколько концентрических складок с падением 10—30° в виде прерывистых дуг или колец. Описание Тирреллем (Tyrrell, 1928) северного гранитного массива острова Аррана в Шотландии показывает, что вдоль одной части контакта вмещающие сланцы были раздвинуты поднятием, вызванным гранитной магмой; в результате их простирание становится приблизительно параллельным. В другой части контакта имело место направленное вверх движение сланцев, сопровождавшееся сбросами и милонитизацией.

**Гора Монаднок, Вермонт.** Основным механизмом внедрения плутона горы Монаднок, по данным Чэпмана (Chapman, 1954), являлось оседание куполообразного резервуара, в результате чего произошли кольцевые и радиальные трещины с сопутствующим кальдеровым опусканием и обрушением крупных дугообразных плит. Однако к северу и югу от штока



кварциты и сланцы, простирающиеся в общем приблизительно в северном направлении и падающие на восток, оказались сильно смятыми, а сландеватость их отклонилась от регионального простираения. Согласно предположениям Чэпмана, в течение самых ранних стадий интрузии положительное магматическое давление было достаточно сильным для деформации в короткий промежуток времени непосредственно окружающих pluton метаморфических пород.

**Ахвенисто, Финляндия.** Наиболее древний из описанных комплексов кольцевых даек — шток Ахвенисто в Финляндии с наименьшим и наибольшим измерениями приблизительно 17 и 27 км. Нижеследующее описание основано на работе Саволахти (Savolahti, 1956). Наиболее ранние интрузивные тела образуют дугу и состоят из нескольких последовательных интрузий габбро с анортозитовыми дифференциатами. Более молодые габбровые интрузии обладают зонами закалки на контакте с относительно более древними. Главное ядро комплекса — шток биотитового гранита рапакиви. Наиболее молодые интрузии представлены дайками гранитпорфира с тонкозернистыми фациями в контакте со всеми более древними породами. По поводу гранита рапакиви Саволахти (Savolahti, 1956, стр. 83) говорит: «Ранее описывались гипабиссальные, частично эффузивные характерные особенности рапакиви. Равным образом признавалось типичным наличие миаролитовых пустот и было известно, что аплиты и пегматиты встречаются редко». По отношению к окружающим породам, состоящим из мигматитов и древних микроклиновых гранитов, шток в целом залегает дискордантно, но участками простираение полосчатости мигматитов было деформировано в соответствии с простираньем границы интрузивного комплекса. Возраст некоторых гранитов рапакиви этой области, согласно определениям Куово и Гаста (Kuovo et Gast, стр. 30), на основе Rb/Sr, K/A и U, Th/Pb методов составляет 1650 млн. лет.

#### ПРОЧЕ ДИСКОРДАНТНЫЕ ПЛУТОНЫ ЭПИЗОНЫ

**Введение.** Для дискордантных батолитов, связанных в пространстве, времени и тектонически с кольцевыми дайками, кальдерами опускания и штоками, характерна пенепленизированная поверхность на «комплексе фундамента» или сериях складчатых и нарушенных сбросами пластов, несогласно перекрываемая чехлом лав. Такие плутоны находятся в поясах Нью-Гэмпшира, Осло, Нигерии и Юго-Западной Африки и в округе Гленко, на который уже ссылались выше. С полным правом они могут быть названы субвулканическими. Таким образом, хотя большое количество штоков и батолитов прямо или косвенно связано с кальдерами опускания и комплексами кольцевых даек, многие плутоны эпизоны этой связи не обнаруживают, хотя в общем они дискордантные. Многие из этих последних плутонов во времени и пространстве ассоциируются с вулканическими породами, однако достаточные доказательства явной прямой связи между теми и другими в общей истории тектонического развития обычно отсутствуют. Некоторые из таких плутонов могли не прорываться через соединительные каналы к поверхности и не давать начала лавовым потокам. Другие, вероятно, обладали такими соединительными каналами, но кровля их оставалась ненарушенной или обрушивалась и погружалась в магму таким образом, что непосредственная связь между лавами и плутоном не может быть установлена столь достоверно, как в случае, когда они явно ассоциированы с кальдерами опускания.

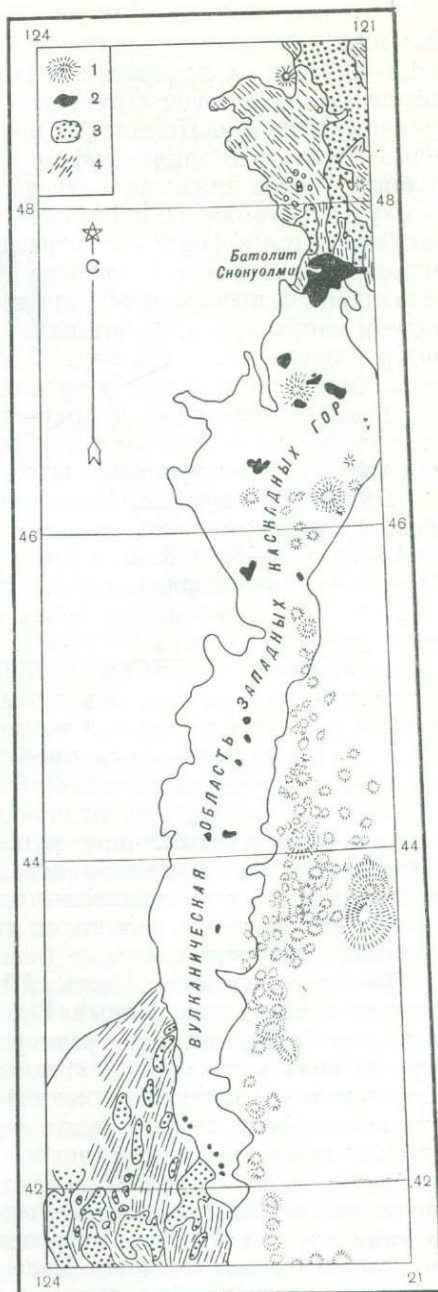
Штоки Бейвью и гор Паксэдди в Айдахо, описанные Сампсоном (Sampson, 1928), вероятно, представляют переходное звено между собственно субвулканическим типом плутона и плутонами, в настоящее время

не ассоциированными с вулканическими породами. Эти штоки преимущественно гранодиоритового состава и замечательны в том отношении, что опускание пород кровли, вероятно, сопровождало их внедрение. Эти штоки дискордантны в отношении полового залегания окружающих пород, относящихся к серии Белт осадочных образований докембрия. Формирование глыбовых сбросов завершилось опусканием блоков осадочных пород кембрия. Глыбовые сбросы наблюдаются только вблизи штока и связаны с интрузией. Кембрийские породы встречаются только там, где они более или менее бухтообразно вдаются в изверженную породу. У контактов гранодиорит становится грубозернистым. Структура обрушения напоминает структуру, связанную с кальдерами опускания. Гранодиорит не содержит пегматитов, но в нем наблюдается незначительное число даек аплита.

Стивен (Steven, 1957, стр. 365—375) описал и закартировал превосходный пример контроля внедрения штока кварцевого монзонита трещинами вмещающей породы. Один край обнаруживает угловатые ступенчатые неровности, а другой обладает зоной шириной 1,5—2 мили со сложной сетью даек.

Ниже будут схематично описаны несколько штоков или рядов штоков и батолитов эпизоны. По отношению к региональной структуре они могут залегать параллельно или дискордантно.

**Штоки и вулканические породы западных Каскадных гор, Орегон.** Превосходный пример пространственной и временной связи лав и плутонов одинакового состава (фиг. 4) представляют миоценовые (?) лавы и ряд миоценовых (?) интрузивных штоков западной гряды Каскадных гор в Орегоне (Callaghan, 1933; Buddington et Callaghan, 1936). Этот пояс почти параллелен простираниям субструктуры. Лавы варьировали от базальта до риолита, но наиболее характерен андезит. Интрузивные што-



Фиг. 4. Пояс третичных интрузивных штоков, сформированных в вулканических породах западных Каскадных гор в Орегоне и Вашингтоне.

1 - поздне третичные и четвертичные вулканы и вулканические конусы; 2 - (?) позднемiocеновые интрузивные изверженные породы; 3 - мезозойские изверженные интрузивные породы; 4 - палеозойские и мезозойские метаморфические породы.



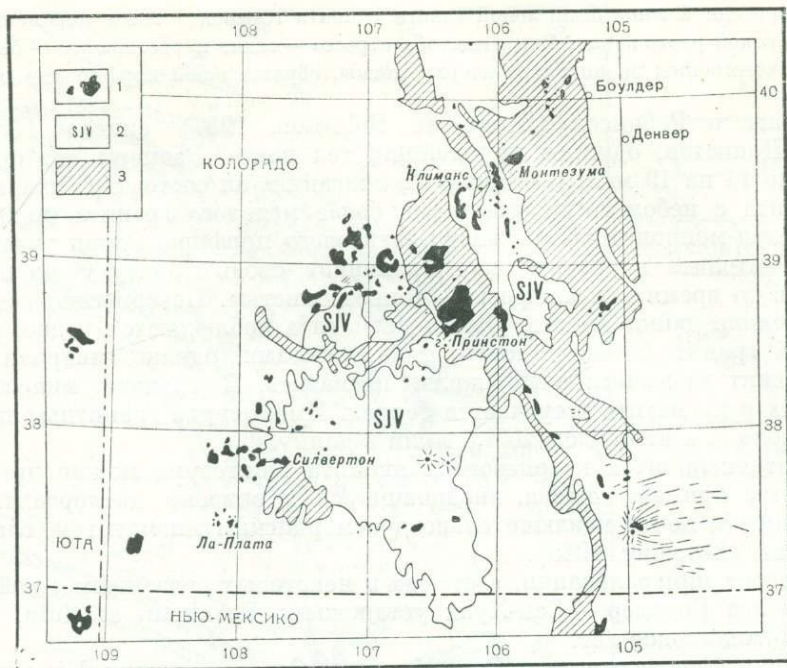
ки в Орегоне располагаются с перерывами вдоль линии длиной около 200 миль. По размеру они колеблются от небольших некков до штоков в 1,5—2,5 мили в поперечнике. Порода наиболее мелких тел обычно афанитовая с порфировой структурой, а порода самого крупного тела — равномернозернистая. По составу породы варьируют от авгитового диорита, через авгитовый дацит-порфирит и авгитовый гранодиорит-порфир до гранита. Более крупные массивы сложены обычно кислыми породами. В округе Богемия (Buddington et Callaghan, 1936, стр. 426) интрузии располагаются в форме дугообразных или радиальных даек. В целом ряд интрузивных тел имеет северное простирание, но отдельные интрузивные тела и жилы простираются преимущественно в западном или северо-западном направлении. Со штоками ассоциируются эпитермальные или ксенотермальные жилы. На карте Уотерса (Waters, 1955, табл. 1) показано продолжение этого пояса в пределы штата Вашингтон.

Пояс четвертичных и поздне третичных вулканических пород расположен в общем к востоку и приблизительно параллелен ряду более древних третичных интрузивных штоков.

**Батолит Снокуоли, Вашингтон.** Батолит Снокуоли в Вашингтоне (фиг. 4) раннемиоценового или позднеолигоценного возраста (Grant, 1941, стр. 590—593) описан Смитом и Калкинсом (Smith, Calkins, 1906). Сложен он гранодиоритом и биотитовым гранитом, мларолитовый (Waters, 1955, стр. 711), в краевых зонах и в дайках обнаруживает порфиновые модификации. Батолит внедрен в складчатые осадочные образования и в вулканические породы серии Кичелус. Последние частично собраны в пологие складки, а частично в своем залегании обнаруживают только первичный наклон. Состоят они из пироксенового андезита, дацита, риолита и базальта с существенным преобладанием первых двух разновидностей. Анализ образца андезита показывает содержание 18% нормативного кварца и сходство по составу с интрузирующим его гранодиоритом. Батолит имеет около 10 миль в поперечнике и, по мнению Смита и Калкинса, затвердел на глубине около 4000 футов от поверхности. Нонф (Knopf, 1955, стр. 695) утверждает, что в обнаженной части батолит составляет приблизительно 250 квадратных миль, а в части, еще не вскрытой эрозией, может достигать 4000 квадратных миль.

**Батолит планшета Касто, Айдахо.** Миоценовый батолит планшета Касто в Айдахо, описанный Россом (Ross, 1934), также заслуживает внимания благодаря своим размерам. В длину он составляет по крайней мере 30 миль, а в ширину в среднем 7 миль. Согласно Россу, преобладающая порода — гранит, но имеются в небольших количествах кварцевый монзонит, гранит-порфир, дацит-порфирит, кварцевый диорит и гранофир. Батолит прорывает олигоценные (?) вулканические породы, состоящие преимущественно из риолита и кварцевого латита. По мнению Росса, некоторые позднейшие риолитовые потоки, возможно, связаны с отдельными частями плутона. Глубина интрузии, согласно его представлениям, составляла немногим более 2 миль. Непосредственно у контакта гранит местами более тонкозернистый, а краевая фация может быть выражена гранит-порфиром. Микропегматит встречается в виде почти горизонтальных прожилков. Перекрывающая толща была скорее приподнята в форме широкого свода, чем прорвана гранитом. Местами гранит следовал за направлением сбросов.

**Дискордантный пояс плутонов Боулдер — Сан-Хуан, Колорадо.** На протяжении около 200 миль из района несколько северозападнее Боулдера до округа Сан-Хуан в Колорадо протягивается пояс плутонов третичного возраста (фиг. 5). По отношению к региональной структуре пояс этот обнаруживает резкую дискордантность. Среди прочих интрузивных



Фиг. 5. Пояс плутонов Боулдер—Сан-Хуан, дискордантный к региональной структуре, Колорадо.

1 — третичные интрузивные тела; 2 — третичные вулканические породы Сан-Хуан; 3 — докембрийские изверженные и метаморфические породы.

тел он включает штоки Джемстаун, Монтезума, Силвертон, Ла-Плата и батолит Маунт-Принстон. Пояс описан Ловрингом и Годдардом (Lovering et Goddard, 1950). Они утверждают, что некоторые штоки занимают, вероятно, древние вулканические жерла, но многие обладают кровлей из предденверских (верхний мел и палеоцен) пород и, вероятно, прокладывали себе путь в этих породах путем обрушения и интрузивного сбросообразования. Более ранние интрузивные тела значительно чаще обнаруживают структуры, конкордантные с вмещающими породами, чем более поздние. Среди самых поздних обычно наличие эксплозивной брекчии. Большинство интрузивных пород по составу колеблется между монцитом и кварцевым монцитом. Штоки ассоциированы с дайками и силлами. Текстура в общем варьирует от грубопорфировой и среднезернистой до афанитово-порфировой. Интрузивная деятельность с перерывами продолжалась в течение значительного промежутка времени, когда проходила ларамийская революция. Образование отмеченных интрузивной активностью локальных зон поперечной трещиноватости следовало за периодом регионального северо-западного складко- и сбросообразования. Поперечная структура объясняется следующим образом (Lovering et Goddard, 1950, стр. 63).

«Поскольку ось растяжения всегда перпендикулярна оси сжатия, а порфировый пояс расположен перпендикулярно к направлению ларамийского сжатия, в течение регионального складкообразования здесь, возможно, существовали силы растяжения известной величины. Пояс порфировых штоков расположен на северо-западной стороне тектонической зоны, переходной между двумя типами региональной деформации. Сбросовые движения в порфировом поясе показывают, что северная



часть переходной зоны была зоной сдвига с почти горизонтальным перемещением, а также зоной растяжения. Вероятно, оба стресса — сдвиг и растяжение — были отчасти ответственны за поднятие кверху магмы, образовавшей порфиры шток.

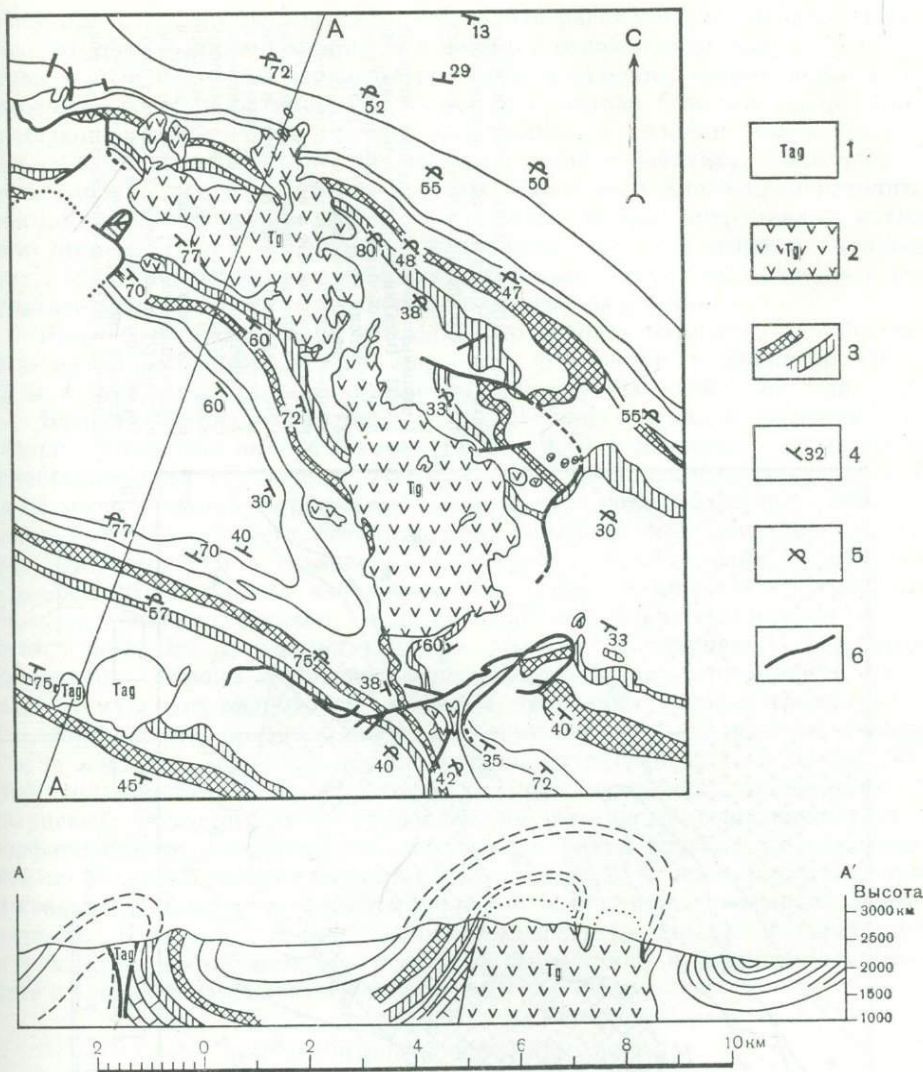
Дингс и Робинсон (Dings et Robinson, 1957) описали батолит Маунт-Принстон, одно из крупнейших тел пояса. Размеры его приблизительно 14 на 19 миль. Согласно их описанию, он состоит из кварцевого монзонита с небольшими участками более молодого гранита, интрузивного кварц-монзонитового и кварц-латитового порфира. Лишь участками порода батолита в краевой части изменяет свою структуру до порфировой, в то время как апофизы — тонкозернистые. Повсеместно встречаются мелкие дайки аплита. Дайки пегматита наблюдаются редко. Более молодой гранит (лейкократового типа) местами, однако, миаролитовый и содержит многочисленные жилы пегматита. В граните, миароловых пустотах и пегматите встречается берилл. Имеется два гранитных штока, один около 3, а второй около 1,5 мили в длину.

Третичный шток кварцевого монзонита Монтезума можно привести в качестве примера штока, внедрившегося в эпизоне дискордантно по отношению к почти исключительно докембрийским мигматитам, сланцам и гнейсам (Lovering, 1935).

Возраст минерализации, а отсюда и некоторых связанных с ней плутонов пояса Боулдер — Сан-Хуан установлен (Eckelman et Kulp, 1957) в  $59 \pm 5$  миллионов лет.

**Штоки Консепсьон-дель-Оро, Мексика.** Северо-западнее Консепсьон-дель-Оро в Мексике хорошо обнажены два расположенных рядом гранодиоритовых штока (фиг. 6). Они были закартированы Роджерсом, Тавера и Уллоа (Rogers, Tavera et Ulloa, 1956) и описаны Триплеттом (Triplet, 1952). Эти штоки представляют особый интерес, поскольку высокий рельеф и горные выработки позволяют получить точную картину их формы и геологического строения. Внедрились они дискордантно в ядро асимметричной антиклинали юрских и меловых осадочных пластов. Преобладают известняки с подчиненными глинистыми их разностями. Кровля рассечена сбросами таким образом, что это может быть объяснено слабым куполовидным поднятием, вызванным направленным кверху магматическим давлением. Остатки кровли позволяют прийти к выводу об относительно плоской, с входящими углами сводообразной кровле. Внедрение явно объясняется опусканием породы с освобождением пространства, которое в настоящее время занято штоками. Следует также отметить, что известняк такого типа, который составляет здесь вмещающую породу, считается в общем «устойчивым» в отношении гранитизации. Минеральные месторождения располагаются зонально, частично с вертикальным распределением — от гипотермальных месторождений на нижних горизонтах до трубчатых эпитермальных месторождений в более высоких частях кровли.

**Батолит Боулдер, Монтана.** Батолит Боулдер в Монтане для эпизоны может служить образцом батолита крупных размеров. По возрасту он позднемеловой, предположительно несколько древнее плутонов пояса Боулдер — Брекенридж. Согласно предположениям Нопфа (Knopf, 1948, стр. 666), непосредственно перед внедрением батолита Боулдер, вероятно, было извергнуто большое количество андезита и латита. Батолит поднялся до столь высокого уровня, что вторгся в толщу лав. Болк (Balk, 1937, стр. 91) утверждает, что батолит приблизился к поверхности в интервале глубин от 2000 до 10 000 футов. Длина батолита 70 миль, а площадь его составляет 1200 квадратных миль. По мнению Гроута и Болка (Grout et Balk, 1934, стр. 880), структуры течения развиты слабо,

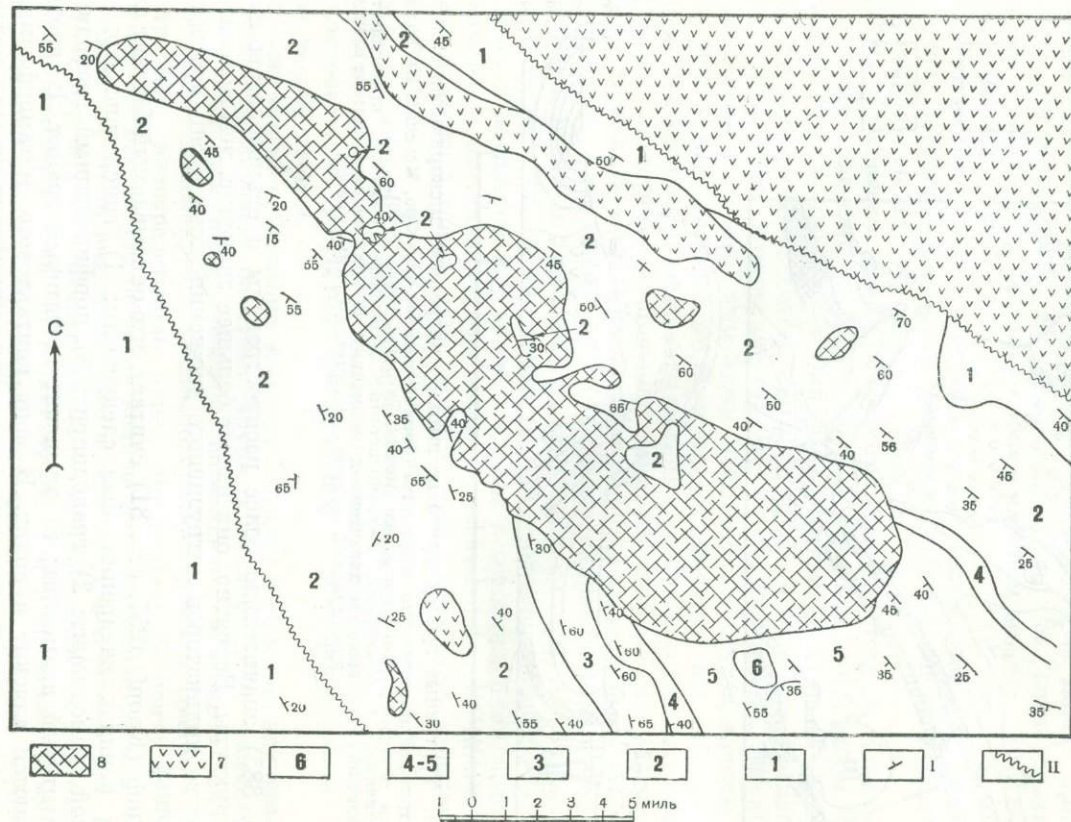


Фиг. 6. Третичные гранодиоритовые штоки, внедренные дискордантно в эпизоне. В асимметричной антиклиналии известняка близ Консепсьон-дель-Оро, Мексика. По Роджерсу, Тавера и Уллоа (Rogers, Tavera et Ulloa, 1956). 1-2- третичные; 1-агломераты; 2-гранодиориты; 3- меловые и юрские, преимущественно известняки (показаны границы характерных формаций); 4- простирание и падение слоистости; 5- простирание и падение опрокинутых слоев; 6- сброс.

а (стр. 885) значительно более распространены и единообразны линейные структуры. Вероятно, они имеют большее значение, чем полосатость, в качестве индикаторов интрузивного движения, хотя и они неотчетливо выражены.

Нофф (Knopf, 1957, стр. 81) считает, что описываемый батолит сложный и порядок внедрения был следующим: 1) гиперстенсодержащий основной гранодиорит; 2) гранодиорит; 3) порфировидный гранодиорит; 4) биотитовый адалмеллит; 5) мусковит-биотитовый гранит. В изобилии встречаются аляскит и аплит. В зоне контактового метаморфизма местами образовались силлиманит-кордиерит-микропертитовые роговики.





Фиг. 7. Дискордантный верхнемеловой (?) батолит Сигалл, территория Юкон, сформированный в синклинали.

Кварцевый монзонит местами миауролитовый. Остатки кровли увенчивают вершины гор и подстилаются гранитом. Видоизменено по Пулу (Poole, 1955).

8-7-изверженные породы: 8-(?) поздне-меловой батолит Сигалл, лейкократовый кварцевый монзонит и адьякит; 7-(?) юрский, (?) нижнемеловой бистит-рогообманковый кварцевый монзонит и гранодиорит, частично рассланцованные; 6-1-осадочные породы: 6-постмиссисипские, домеловые; 4-5-верхнемиссисипские и (?) более молодые; 5-верхний отдел; 4-нижний отдел; 3-нижне-(?) и среднемиссисипские; 2-нижне- и (или) средне-(?) миссисипские (включают некоторые интрузии); 1-верхнедевонские, нижне- и средне (?) миссисипские. I-Простирание и падение слоистости; II-Сброс.

Нофф при описании формирования батолита рассматривает вопрос, каким образом пять различных магм по очереди освобождали для себя пространство на последовательно более высоких уровнях земной коры и образовали сложный батолит. Он пишет, что вблизи батолита прорванная вмещающая порода была интенсивнее собрана в складки, чем в отдалении от контакта. Местами слои, примыкающие к батолиту, были поставлены вертикально и почти опрокинуты. Вдоль восточного края батолита участками развита серия взбросов. Согласно Ноффу, интрузивная магма явно прокладывала себе путь благодаря раздвиганию в стороны вмещающих пород, интенсивному смятию и опрокидыванию слоев, а также в результате крутопадающего кулисного надвигообразования.

Нофф сообщает (Knopf, стр. 90), что возраст батолита, установленный по цирконовому методу Ларсеном, колеблется в диапазоне 62—72 млн. лет, а по калиево-аргоновому методу составляет 87 млн. лет.

**Батолит Сигалл, территория Юкон.** Батолит Сигалл в пределах территории Юкон был описан Пулом (Poole, 1955) и дальнейшее изложение основывается на его работе. Батолит имеет размеры приблизительно 6 на 28 миль и внедрен преимущественно в ядро синклинали палеозойских пород (фиг. 7). Возраст батолита может быть средне- или позднемеловым. Он находится в глубоко расчлененной горной стране с высоким рельефом, что позволяет наблюдать его крутые контакты и относительно плоскую волнистую кровлю. Лишь на некоторых горных вершинах сохранились роговики, а долины глубоко врезаны в кварцевый монцонит. Вмещающие породы подверглись региональному метаморфизму и относятся к мусковит-хлоритовой субфации. Признаки активности интрузии или образования краевых надвигов отсутствуют. Карбонатные породы в зоне контакта содержат диопсид, тремолит и гранат, а на одном участке воластонит. Порода батолита — грубозернистый лейкократовый кварцевый монцонит с пластообразными залежами тонкозернистого и порфириовидного аляскита. Аляскит в виде почти горизонтальных залежей до 20 футов мощности составляет от 5 до 25% всех пород массива. В кварцевом монцоните имеются мнуролитовые пустоты с кварцем и турмалином. Плотные, сферической формы агрегаты кварца и турмалина встречаются, кроме того, как продукты замещения в кварцевом монцоните и аляските. Пегматиты отсутствуют.

### ДОКЕМБРИЙСКИЕ ПЛУТОНЫ ЭПИЗОНЫ

**Общие соображения.** Основные типы эпизональных плутонов могут иметь как третичный, так и докембрийский возраст. Дискордантные плутоны докембрийского возраста описаны из района Багдада в Аризоне Андерсоном, Шольцем и Стробеллом (Anderson, Scholz et Strobell, 1955) и Калликоски из района Уэлдон-Бей в Манитобе. Ниже рассматриваются также и другие типы докембрийских плутонов.

**Гранофир.** Обширные залежи гранофира, ассоциированные с габбровыми и диабазовыми стратифицированными комплексами, были описаны и изучались вновь в последние годы из докембрия Миннесоты (Schwartz et Sandberg, 1940), Висконсина (Leighton, 1954), гор Уичито в Оклахоме (Hamilton, 1956; Merritt, 1958) и комплекса Садбери в Онтарио (Thomson, 1956). Все они сформированы в эпизоне. Согласно сообщению Гамльтона, в горах Уичито гранофир, гранит и риолит образуют стратифицированный комплекс из нескольких дюжин отдельных плутонов, многие из которых представляют силлы и воронкообразные массивы. По его представлениям, гранит и риолит могут быть латеральными эквивалентами гранофира или прослойками в гранофире, а граниты в общем,



вероятно, моложе гранофи́ров. В некоторых гранофи́рах обильны включения риолита. Меррит (Merritt, 1958, стр. 33—34) считает, что в одном из гранитных массивов, который мог внедриться в виде батолита, обычны миаролитовые пустоты. Более молодой гранитный массив в контакте с более древними породами обладает фациями закалки. Более молодой гранит также миаролитовый. Как сообщает Меррит (Merritt, стр. 62), по K/Ar и Rb/Sr методам возраст биотита из более молодого гранита соответственно составляет 480—500 млн. лет.

Согласно предположениям Томсона (Thomson, 1956, стр. 43—45), бассейн Садбери — это вулканотектоническая депрессия, окруженная кольцевым комплексом дайкообразного и силлообразного характера, а гранофир (микронефматит) внедрился в норит в виде тела кольцевого строения.

**Комплексы кольцевых даек.** В качестве примера докембрийского комплекса кольцевых даек был уже рассмотрен плутон Ахвенисто в Финляндии. Два других комплекса кольцевых даек (штоки Чатам — Греввилл и Риго, возможно докембрийского возраста, в Квебеке) описаны Осборном (Osborne, 1934). В обоих комплексах встречаются фа́ции закалки в виде кварцевого порфира и сиенит-порфира, а миаролитовое строение наблюдается в сиените штока Риго.

### ОРЕОЛЫ ПСЕВДОИЗВЕРЖЕННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

**Описание.** Как и контакты большинства других штоков эпизоны, контакты плутонов кальдер опускания почти всегда резкие. Однако в комплексе Мессум в Юго-Западной Африке Корн и Мартин (Corn et Martin, 1954) описали явления обширного метасоматоза более древних частей комплекса габбрового состава под воздействием более молодой гранитной магмы. Плутоны Бингем, Кассия и Ла-Плата в штатах Юта, Айдахо и Колорадо соответственно рассматривались как ядра магматического происхождения с ореолами псевдоизверженного гранита — продукта замещения кварцита или песчаника. Лухлин и Кошман (Loughlin et Koschman, 1942, стр. 41—42) также описали небольшое тело гранофира, которое они считают продуктом метасоматоза песчаников под действием эманаций из прилегающего гранитного тела третичного возраста.

**Шток Бингем, Юта.** Стрингем (Stringham, 1953) описал небольшой шток в Бингем, Юта, где гранит составляет около двух третей всей площади плутона и является продуктом гранитизации кварцита. Часть этого гранита исключительно богата  $K_2O$ . Ядро штока сложено гранит-порфиром, происхождение которого считают магматическим. На площади, расположенной к югу (Gilluly, 1932, стр. 65), ряд вулканических потоков, где весьма сильно преобладает латит, сечется интрузивными телами, которые в общих чертах сравниваются со штоком Бингем и относятся к позднеэоценовому или олигоценовому возрасту.

**Батолит Кассия, Айдахо.** Андерсон (Anderson, 1934) описал современный выход батолита Кассия на площади 60 квадратных миль, сложенного приблизительно на две трети порфировидным, обычно гнейсовидным гранитом и на одну треть — гранодиоритом. По мнению Андерсона порфировидный гранито-гнейс — это продукт замещения метакварцита и гранодиорита кристаллизующейся магмой. Батолит обладает куполообразной кровлей, а метасоматический порфировидный гранит распространяется на глубину по крайней мере 1800 футов. Возраст батолита позднемеловой или раннетретичный. Он относится к числу батолитов, сформировавшихся в эпизоне, хотя определенные признаки этого отсутствуют.

**Штоки Ла-Плата, Колорадо.** Эккел (Eckel, 1949) рассматривает формирование небольших позднемеловых или третичных диоритовых и монцонитовых штоков в районе Ла-Плата, Колорадо (фиг. 5) как результат частичного замещения или ассимиляции вмещающей породы. По его представлениям (стр. 39), там, где шток монцонита прорывает слой песчаника, имеются ксенолиты от одного дюйма до нескольких сот футов в длину, сохраняющие характер залегания и положение слоев, от которых они произошли. Однако этот автор полагает также, что во многих местах контакты диорита и монцонита с вмещающей породой резкие, а диорит и монцонит местами содержат обломки докембрийских пород даже там, где они залегают в палеозойских и более молодых осадочных толщах.

#### ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ ОПИСАНИЯ ПЛУТОНОВ, СФОРМИРОВАННЫХ В ЭПИЗОНЕ

**Кварц-монцонитовый шток Нью-Корнилия, Аризона.** Кварц-монцонитовый шток Нью-Корнилия в районе Ахо, Аризона, обнаруживает много особенностей, характерных для третичных штоков юго-западной части США. Следующее описание его дается сокращенно по Гиллюли (Gilluly, 1946).

Крупный медный рудник Ахо открыт на низкосортном эпитермальном месторождении халькопирита и борнита, вкрапленных в кварцевом монцоните штока Нью-Корнилия, возраст которого условно считается раннетретичным. Шток Нью-Корнилия обнажен на площади 6 квадратных миль. Он обладает прерывистой краевой фацией, представленной тонкозернистым кварцевым диоритом. Преобладает равномернозернистый кварцевый монцонит с плохо выраженной линейной структурой. Вмещающие породы относятся к вулканическим образованиям серии Концентратор, состоящим из потоков андезита, кератофира и кварцевого кератофира, брекчий и туфов с весьма изменчивым и сложным строением. Гиллюли считает, что внедрение штока Корнилия происходило, вероятно, под кровлей пород умеренной мощности, после проявления складчатости, а возможно и сбросообразования в вулканических породах серии Концентратор (мел?). По мнению Гиллюли, кварцевый монцонит Корнилия и вулканические породы серии Концентратор представляют, возможно, один и тот же магматический цикл. Стремление плутона к размещению за пределами древних структур, отсутствие в боковых породах структур, конкордантных с его контактами, и спорадическое присутствие тонкозернистой (закаленной) краевой фации указывают на относительно небольшую глубину внедрения. Слабо выраженная линейность в породе рассматривается Гиллюли как признак незначительных движений в магме на последних стадиях ее консолидации. Однако после затвердевания порода была раздроблена системой трещин западного простирания и произошло внедрение большого количества даек аплита. Затем в апикальной части штока образовались трещины северного простирания, которые были заполнены пегматитом. На позднейших стадиях растворы хлоритизировали и серицитировали породы апикальной части штока и отложили медистые, а также другие ассоциированные с ними рудные минералы месторождения Нью-Корнилия.

**Шток Хановер, Нью-Мексико.** Гранодиоритовый шток Хановер в Нью-Мексико был описан Пейджем (Paige, 1916), Шмиттом (Schmitt, 1933), а также Керром и др. (Kerr et al., 1950). Внедрение здесь сопровождалось приподниманием кровли и боковой деформацией. Шток с севера на юг обладает длиной около 2,5 мили и шириной менее одной мили. Палеозойские слоистые породы на западном и восточном контактах па-



дают в направлении от штока, что указывает на его связь с антиклинальной структурой. На юге слоистые породы были смяты в опрокинутую синклиналь и перекрывающую ее асимметричную антиклиналь. Оси складок образуют параллельные краю штока дуги, как будто бы складки образовались в результате бокового давления со стороны штока. Местами складчатость была настолько интенсивной, что на пологой сбросовой плоскости произошло образование надвигов. Керр и др. (Kerr et al., 1950, стр. 301—302) утверждают, что находящийся вблизи Санта-Рита шток приподнимал и рассекал перекрывающие его осадочные породы и силлы кварцевого диорита.

**Шток Мэрисвилл, Монтана.** Баррелл в 1907 г. развил гипотезу о механизме внедрения гранодиоритового штока Мэрисвилл путем обрушения свода и погружения глыб в магму. С тех пор этот шток является классическим примером данного процесса. Согласно описанию Нопфа (Knopf, 1950), шток располагается в 6 милях к северу от северного края батолита Боулдер и, вероятно, является его далеко отстоящим куполом. Площадь штока составляет только 3 км<sup>2</sup>. Баррелл устанавливает следующее: 1) кровля осадочных пород была куполообразно приподнята над гранодиоритом на высоту 1000 футов, а возможно, и 3000 футов; 2) внедрению штока непосредственно предшествовали сбросы, вызванные направленным вверх давлением изверженной массы; 3) во многих местах поверхность штока полого залегает под покровом осадочных пород. По словам Баррелла, гранодиорит до самого контакта остается полнокристаллическим и является средне- и крупнозернистым; однако он становится отчетливо более порфировидным в ответвляющихся языках и клиньях. Аплит встречается в пределах краевой зоны штока и в породах приконтактной зоны, но во внутренней части штока наблюдается редко. Пегматит в небольших количествах встречается в тех же зонах, что и аплит. Нопф указывает (Knopf, 1950, стр. 840—842) на значительный ореол контактового метаморфизма. Аргиллиты превращены в кордиеритовые, а известняки — в диопсидовые и тремолитовые роговики.

**Батолит Орган-Маунтин, Нью-Мексико.** Небольшой дискордантный третичный батолит из гор Орган-Маунтин в Нью-Мексико, площадью около 55 квадратных миль, был описан Данхэмом (Dunham, 1935). Этот автор приходит к выводу, что кровлю интрузивного массива, сходную с кровлей лакколита, образуют потоки третичного андезита, а на глубине тело, секущее с круто падающими наружу контактами, внедрилось в результате глыбового обрушения. Имеются данные, что некоторые ксенолиты погружались на глубину не менее 1400 футов, а вероятно, и значительно большую. Падение андезитовой кровли следует контакту, направлено от батолита и превышает 50°. Под воздействием магматического давления боковые породы местами сильно смяты. Батолит сложный и состоит из трех отчетливо различных тел: монцонитового, кварц-монцонитового и тела кварцсодержащего монцонита. В кварцевом монцоните наблюдаются крошечные мпаролитовые полости в качестве характерной и широко развитой особенности своей порфировидной тонкозернистой фации. Согласно Данхэму, интрузивный процесс сопровождался прогрессивной концентрацией легкоплавких летучих. В монцоните отсутствуют пегматиты и аплиты, в кварцевом монцоните (17,5% нормативного кварца) имеются только аплиты, но отсутствуют пегматиты, а в кварцсодержащем монцоните (10% нормативного кварца) имеются аплиты, пегматиты и минеральные жилы. Аплиты представлены весьма мелкими дайками и прожилками. Во вмещающей породе встречаются силлы и дайки кварцевого порфира (Dunham, 1935, стр. 84). В контакте поздних интрузий с известняком местами образуется волластонит (стр. 100).



**Палеозойские батолиты лейкократового гранита и гранит-порфира, Ньюфаундленд.** Два примера палеозойских батолитов миаролитового лейкократового гранита или аляскита, сформированных в эпизоне (оба с южного побережья Ньюфаундленда), были описаны Уайтом (White, 1940) и ван Алстайном (van Alstine, 1948). Поверхности батолитов относительно плоские, частично с сохранившимися остатками кровли, обладают полого падающими наружу контактами. Гранит миаролитовый и гомофановый. Иногда наблюдались зоны закалки в контакте. Батолит Св. Лаврентия (van Alstine, 1948) девонского (?) возраста связан с дайками риолитового порфира, находящимися во вмещающей породе, и эпитермальными месторождениями флюорита. Он вытянут в направлении, нормальном к простиранию главнейших складок и надвигов кембрийских и ордовикских (?) пород; по мнению ван Алстайна, он внедрялся путем обрушения кровли. Батолит Акели (White, 1940, стр. 969) занимает более 300 квадратных миль. Фации миаролитового аляскита связаны с молибденитовым и мусковитовым метасоматозом. Местами там, где батолит окаймляется вулканическими породами, существует агматитовая зона шириною в 3 мили.

Другой дискордантный девонский (?) батолит эпизоны с северного побережья Ньюфаундленда был описан Снелгровом (Snelgrove, 1934, стр. 24—25), Бардом (Baird, 1951, стр. 49—52) и Ниле (Neale, 1957). Батолит занимает по крайней мере 75 квадратных миль в районе юго-западнее залива Конфюшен и западнее залива Нотр-Дам. Порода описывается как гранит-порфир или кварцевый порфир. В краевых фациях выражены полосчатость и линейность. Местами здесь встречается множество ксенолитов девонских (?) риолитовых вулканических пород. Ниле (Neale, 1957, стр. 59) предполагает наличие тесной связи между порфирами и вулканическими породами; остальные исследователи приходят к выводу о неглубокой интрузии. Батолит гранит-порфира весьма необычен и заслуживает дополнительного детального изучения.

## ПЛУТОНЫ ПРОМЕЖУТОЧНОЙ (?) ЭПИ-МЕЗОНЫ

### ВВЕДЕНИЕ

Существуют батолиты, при описании которых отмечаются особенности, частично свойственные эпизоне, а частично — мезозоне. Поэтому пока не появится возможность разработать более точную классификацию, они здесь отнесены к промежуточной (?) группе. Представитель такого рода батолитов гранодиоритовый батолит Техас-Крик (Buddington, 1929a) — один из интрузивных массивов Берегового хребта юго-западной Аляски. Батолит этот обладает резко дискордантной широкой относительно плоской прикровлевой частью, содержит обычно только в контактовых зонах дайки аплита и пегматита и сопровождается дайками пород порфириформно-афанитового сложения. Эти особенности объединяют его с эпизонной. С другой стороны, он повсеместно обладает полосчатостью и внедрен в интенсивно складчатые вмещающие породы — особенности, свойственные мезозоне.

Плутоны промежуточного характера нередки в Европе. Несколько позднегерцинских гранитных комплексов в Португалии, описанных Уэстервелдом (Westerveld, 1955), посттектонические и почти полностью дискордантные, вместе с тем они обладают крутопадающей плоскостной полосчатостью, обычно параллельной контактам плутона, но местами расположенной под углом к ним.



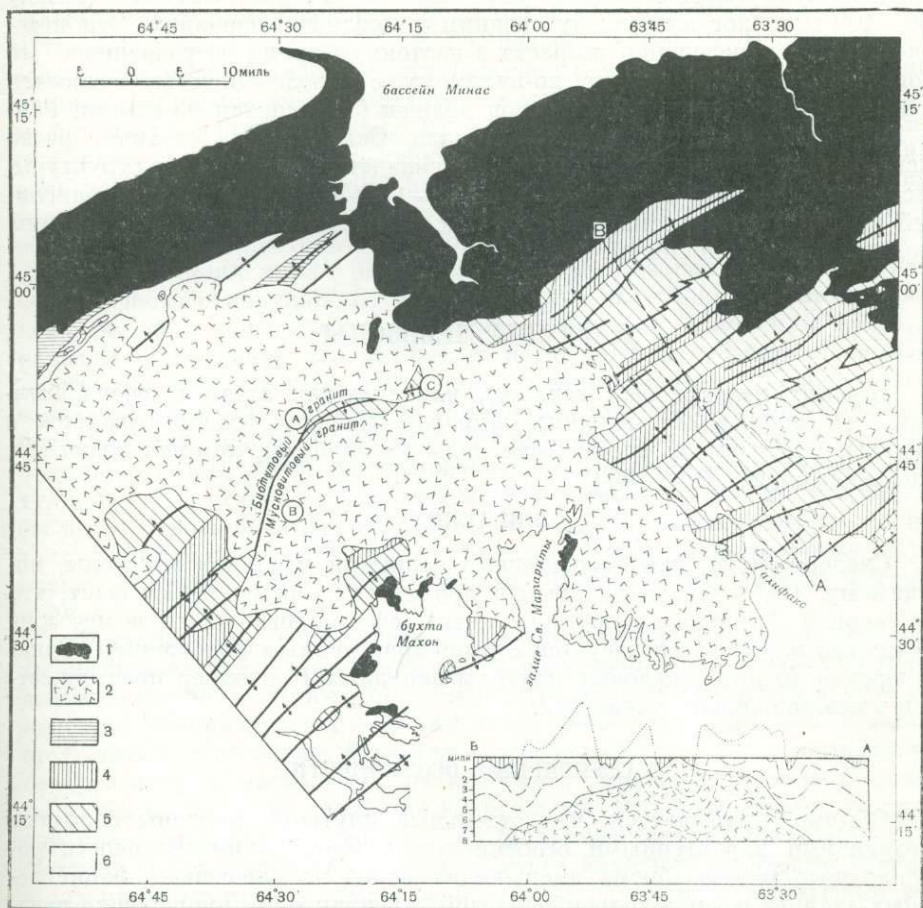
## ЮЖНОКАЛИФОРНИЙСКИЙ БАТОЛИТ

Огромный батолит Южной Калифорнии обладает преимущественно дискордантными контактами и некоторыми другими особенностями, объединяющими его с плутонами эпизоны, тогда как почти полное отсутствие зон закалки, наличие внутренней краевой полосчатости и местами согласное положение по отношению к структуре вмещающей породы связывают его с батолитами мезозоны.

Северная часть батолита Южной Калифорнии была описана Ларсеном (Larsen, 1948), на основании работ которого и сделано следующее резюме. Батолит обнажен на 350 миль в длину и около 60 миль в ширину. Если включить обособленные тела южного окончания, то длина его, вероятно, составит более 1000 миль. Батолит внедрен в начале поздне-мелового времени. На площади, изученной Ларсеном, он был сформирован в результате более 20 отдельных внедрений магмы. Вмещающие породы оказались регионально собранными в складки, метаморфизованными и интродуцированными более ранними гранитными породами. Возраст вмещающих осадочных пород определяется предположительно как позднепалеозойский или триасовый. Ориентация ксенолитов и других структур батолита, его удлинение и простирание главнейших сбросов характеризуются почти одинаковым направлением. Ларсен устанавливает, что батолит внедрился в результате обрушения кровли, а не путем активной инъекции. Раздвигание боковых пород могло иметь значение при образовании пространства для некоторой части удлиненных участков батолита, но оно не могло привести к образованию пространства для всего батолита в целом. Ларсен приходит к выводу об отсутствии связи между близостью к гранитным телам и степенью метаморфизма вмещающих пород, исключая местный контактовый метаморфизм и метаморфизм тонких перегородок между интрузивными массивами и небольших ксенолитов. Там, где гранитные породы интродуцируют крупные массы более древних кристаллических сланцев, глинистых сланцев и кварцитов, в большинстве случаев наблюдаются слабые проявления контактового метаморфизма. Однако часть перегородок и ксенолитов в гранитных породах сильно метаморфизована. Глинистые сланцы превращены в слюдистые сланцы, а кварциты — в слюдисто-гранатово-кварцевые и в кварц-силлиманитовые породы. Отдельные участки мрамора вокруг тоналита замещены гранатом, диопсидом, волластонитом, идиокразом, полевым шпатом и др. Многие интрузивные тела обладают полосчатыми и гнейсовидными приконтактовыми зонами. Габбро составляет около 7% батолита, тоналит — около 63%, гранодиорит — 28% и гранит — 2%. По мнению Ларсена, в пределах описанной площади существовала только умеренная температура в то время, когда был интродуцирован первый член батолита — габбро Сан-Маркос, так как небольшие тела этой породы преимущественно тонкозернистые. Аплитовые дайки местами мраморитового строения. Ларсен не обсуждает вопроса о возможной глубине, на которой сформировалась вскрытая ныне часть батолита Южной Калифорнии, но полагает (Larsen, 1945, стр. 404), что он, вероятно, внедрился в пределах немногих километров от земной поверхности. По мнению Чейза (Chayes, 1956), тоналитовые породы представляют продукт механического смешения и взаимодействия гранодиоритовой магмы с ранее затвердевшим габбро. На большинстве участков контакты интрузивных тел резкие. Зон закалки не установлено, кроме одной дайки гранодиорита. Мерриам (Merriam, 1946) на планшете Рамона описывает согласные взаимоотношения структуры вмещающей породы с контактами батолита.

## БАТОЛИТ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ НОВОЙ ШОТЛАНДИИ

Геологические исследования в районе крупного батолита юго-западной части Новой Шотландии (фиг. 8) были обобщены Райтом (Wright, 1931). Батолит имеет более 110 миль в длину и 20—30 миль в ширину, а вместе с сателлитами занимает площадь в 4000 квадратных миль. Восточная часть состоит из биотитового и мусковитового гранита, который



Фиг. 8. Большой discordантный девонский (?) гранитный батолит в юго-западной части Новой Шотландии.

Сформирован в нижней части эпизона или верхней части (?) мезозона. По У. Райту (Wright, 1931); видоизменено по Фейриболту.

1 — карбон и триас; 2 — гранит (девонский); 3 — осадочные породы силура и девона; 4 — формация Галифакс; 5 — формация Голденвилл; 6 — формации Галифакс и Голденвилл (нерасчлененные).

редко обнаруживает гнейсовидное и полосчатое строение. Аплитовые и пегматитовые фации обычны, а гранитная текстура сохраняется до самых контактов. Контакты резкие. В прилегающем глинистом сланце участками образовались андалузитовые роговики. Вмещающими породами преимущественно являются складчатые позднекембрийские хлоритовые и карбонатные глинистые сланцы и песчаники. Толщи собраны в широкие складки, пересеченные батолитом без заметного смятия или изгибания. По мнению Райта, внедрявшаяся магма заняла свое место без



явного бокового смещения или приподнимания кровли. Во вмещающих породах содержатся мезотермальные золото-кварцевые жилы. Райт ссылается на Фейриболта, по подсчетам которого до миссисипского времени было эродировано 9 миль докембрийской формации Голденвилл. Сообщается, что местами батолит прорывает толщи пород силурийского и девонского возраста, содержащие органические остатки. Однако большинство данных Фэрбэрна (Fairbairn, 1958), основанных на определении возраста спод Rb/Sr методом, указывает на возраст батолита между 350—400 млн. лет или между средним и поздним ордовиком. Эти несоответствия в определении возраста в настоящее время не разрешены. По своим особенностям батолит, по-видимому, с определенностью относится к эпизоне, но не ясно, какой вывод должен быть сделан из ссылки Райта на 9 миль эродированного материала. Ось батолита частично резко дискордантна по отношению к осям складок региональной структуры. Дискордантный ряд плутонов Боулдер — Сан-Хуан (Колорадо), описанный ранее, может рассматриваться как «близповерхностное» проявление сходных взаимоотношений.

## ПЛУТОНЫ МЕЗОЗОНЫ

*«Гранит некогда был горячим, наполненным газом и расплавленным... он поднимался большим широким фронтом, распространялся в стороны и испытывал воздействие силы из глубины, которая толкала и двигала его» (Н. Cloos, 1953).*

### ВВЕДЕНИЕ

Следовательно, для эрозионного вскрытия плутонов мезозоны, по-видимому, требуется значительный промежуток времени. Тот факт, что в Северной Америке автору неизвестны сформировавшиеся в мезозоне третичные плутоны, согласуется с вышеприведенным положением. Однако юрские до нижнемеловых плутоны западных Кордильер преимущественно мезозонального характера.

### ХАРАКТЕРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

Обычно принимается, что отдельные плутоны мезозоны обладают следующими характерными особенностями. Степень интенсивности регионального метаморфизма вмещающих пород не превышает фаций зеленых сланцев и эпидот-амфиболитовой. Аргиллитовые вмещающие породы осадочного происхождения обычно представлены сланцами и филлитами. Предполагаемая температура вмещающих пород в момент интрузии не превышала 400—500°C. Явная прямая связь между плутонами и вулканическими породами отсутствует. Штоки и батолиты всегда имеют отчетливо выраженный сложный характер и состоят из двух или более частей. Части эти в общем изменяются весьма закономерно; более молодые интрузии более щелочные и кислые. Типичные плутоны обнаруживают *комбинированные* взаимоотношения с вмещающими породами — *частично дискордантные*, а *частично конкордантные*. Местами может наблюдаться известное замещение. Некоторые плутоны своеобразной формы могут прорывать кровлю и обладать крутыми контактами, с глубиной расходящимися в стороны. Реже массив, как, например, плутон Шугар-Хилл в Вермонте (Doll, 1951, стр. 44), образует конформное воронкообразное тело, внедряясь в серию метаосадочных пород общего север-северо-восточного простирания. Плоскостная полосатость часто хо-

рошо развита, особенно в краевых частях плутона, в ядре же она присутствует только местами, неотчетливо выражена или совершенно отсутствует. В типичных батолитах и штоках плоскостная полосатость, особенно в краевых частях, субвертикальная, совпадающая с направленным вверх течением магмы. На куполообразную форму кровли могут указывать пологие падения в ядре плутона или местами в ядре. Плоскостная структура некоторых плутонов заставляет предполагать наличие приближенной воронкообразной (прямой или перевернутой вверх дном) формы залегания с вертикальной или умеренно наклоненной осью; часто форма залегания может быть такой, как показано на фиг. 9. В сложном плутоне более молодые части могут пересекать полосатость более древних, местами же плоскостная структура течения может не зависеть от границ между частями плутона (фиг. 9) и пересекать их контакты. В некоторых плутонах плоскостная структура местами закономерно ориентирована под углом к наружному краю плутона. Линейная структура может располагаться в плоскостях полосатости или в частях ядра плутона, не обладающего плоскостной структурой. В краевой зоне или в верхних частях ассимиляция может быть значительной. В зонах контакта боковые породы часто обнаруживают развитие резко выраженной сланцеватости, конформной с контактом и линейной структурой, более или менее параллельной падению, что указывает на течение в субвертикальном направлении. Может наблюдаться приподнимание кровли. Вблизи плутона оси второстепенных складок и линейность вмещающих пород обладают более крутым падением, чем вдали от него (Treftan, 1944, табл. 1). Слоистые породы или дайки, расположенные под большими углами к контакту, могут быть смяты и надвинуты одной своей частью на другую, как бы деформированные под воздействием давления, направленного от плутона. Слоистые породы или более древние силлы, расположенные параллельно контакту, могут обнаруживать будинаж, вызванный растяжением.

Формирование путем переработки или замещения вмещающей породы обычно не наблюдается или имеет подчиненное значение. Однако отдельные мелкие плутоны могут быть полностью сформированы путем замещения. Фации краевой закалки в виде породы афанитового сложения отсутствуют. Типичные мигматиты обычно обнаруживают незначительное развитие, а часто вообще отсутствуют. Однако пегматиты и аплиты могут быть обычными, особенно в краевых зонах. В некоторых плутонах они могут располагаться радиально. Миаролитовое строение отсутствует. Местами в краевых зонах плутонов могут находиться краевые трещины с падением внутрь, частично выполненные аплитом и пегматитом. Плутоны мезозоны замечательны тем, что для них с успехом применима кלוосовская система «гранитной тектоники».

Некоторые батолиты могут быть окружены зоной инъекции даек или контактовых мигматитов. Дайки (фиг. 13) или серии даек, а также силлы могут находиться во вмещающих породах, окаймляя интрузивные тела. Хатчинсон (Hutchinson, 1955) показал, что в районе Росс-Лейк Северо-Западных территорий Канады пегматитовые жилы на площади в несколько квадратных миль тесно связаны с телом гранодиорита. В наиболее высокотемпературной зоне близ гранита они часто крупных размеров и сформированы в результате гранитизации залежей гранодиорита, в то время как в низкотемпературной зоне они образовались в результате выполнения пегматитовыми флюидами открытых трещинных зон, а частично в виде зональных пегматитов «сложного» типа.

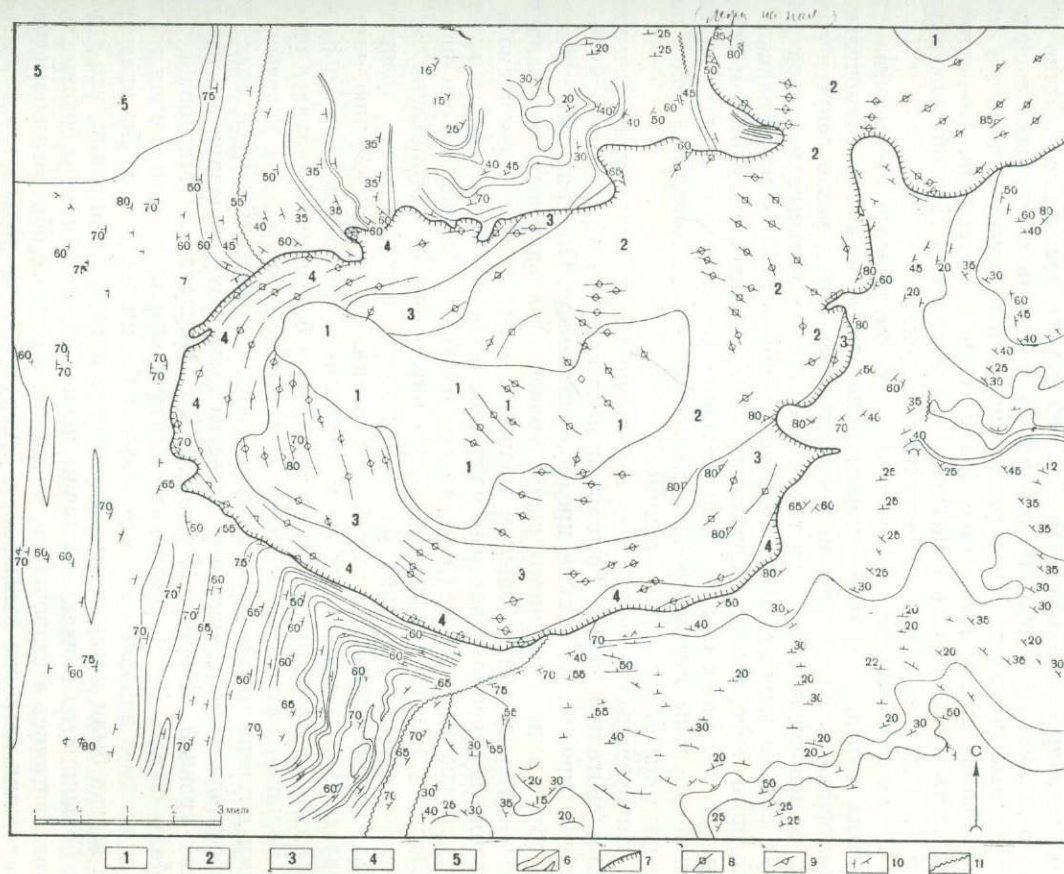
Вокруг штоков (Phillbrick, 1936; Pitcher et Sinha, 1958) и мелких батолитов, а также в кровлевых зонах вокруг дайковых комплексов



(Eric et Dennis, 1958, табл. 1) могут быть хорошо развиты ореолы контактового метаморфизма. С крупными и относительно глубинными мезозональными батолитами ассоциирован региональный метаморфизм. Филлиты и сланцы превращаются в кристаллические сланцы более высокой степени метаморфизма, а из метавулканических пород или метаизвестняков у контакта могут образоваться роговики. Для вмещающих пород, окружающих мезозональные плутоны, характерно сланцеватое сложение.

### МЕЗОЗОЙСКИЕ БАТОЛИТЫ, ОДНОВРЕМЕННО ДИСКОРДАНТНЫЕ И КОНКОРДАНТНЫЕ С ВМЕЩАЮЩЕЙ ПОРОДОЙ

**Батолит Уайт-Крик, Британская Колумбия.** На примере позднемезозойского батолита Британской Колумбии, описанного Ризором (Reesor, 1954), отчетливо демонстрируются многие важные явления (фиг. 9). Вмещающая порода относится к нижнепарцельской серии протерозоя, регионально перекристаллизована в филлиты, слабо деформирована в восточной части района, но смята в изоклинальные складки в западной части. Породы относятся к фации зеленых сланцев регионального метаморфизма. Батолит имеет поперечное и продольное измерения от 12 до 17 миль. Наблюдается ореол контактового метаморфизма шириною около 1000 футов, и все породы контактовой зоны обнаруживают сланцеватость. Батолит пересекает антиклиналь протерозойских пород, погружающихся к северу. Хотя он частично сечет ранее существовавшие структуры, окружающие толщи в целом заметно сильно сдвинуты в сторону и смяты до конформности с направлением контакта. Вертикальные изоклинальные складки встречаются вдоль северной и южной границ батолита. В одном участке развит хорошо выраженный поперечный кливаж; трещинный кливаж развит в компетентных слоях, гофрировка с кливажем, параллельным осевой плоскости, — в филлитах и плоскостная сланцеватость — вкrest слоистости. Вертикальная и почти вертикальная линейность, а также характер отдельности указывают на направленное вверх вертикальное движение магмы в процессе внедрения. Почти повсеместный неправильный контакт плутона с вмещающей породой и локальное обрушение могут служить доказательством в пользу внедрения путем обрушения кровли. Исключая внутренние части гранита, повсюду в различных количествах встречаются ксенолиты. Породы батолита в последовательности внедрения состоят из биотитового гранодиорита, роговообманкового гранодиорита и порфириовидного гранодиорита, грубо концентрически расположенных вокруг удлиненного ядра, сложенного кварцевым монцонитом. Последний постепенно переходит в фацию аплита, секущего другие породы. В некоторых частях массива, преимущественно в порфириовидном гранодиорите, но не в кварцевом монцоните, в большом количестве встречаются аплиты и пегматиты. По всему батолиту хорошо развиты падающие внутрь трещины отдельности, причем многие из них выполнены аплитом или пегматитом. В осадочные породы эти трещины проникают редко. Хорошо выражено активное внедрение пегматита и аплита путем расширения трещин. Считается, что они образовались в последнюю стадию затвердевания внутренней части гранита. Внутренняя плоскостная полосатость всегда вертикальная или субвертикальная, и хотя в общем конформная с контурами батолита, местами пересекает плоскости контакта между отдельными его членами, а на наружном контакте комплекса местами следует каждой неправильности контакта. В кварцевом монцоните линейная структура отсутствует. Фации гранодиорита, обогащенные мафическими минералами, могут быть



Фиг. 9. Типичный сложный мезозойский батолит мезозоны.

Частично дискордантный, частично конкордантный в связи с отодвиганием в сторону вмещающих пород. Батолит Уайт-Крик, Британская Колумбия. Видоизменено по Ризору (Reesor, 1954).

Изверженные породы (позднемезозойские): 1 - кварцевый монзонит; 2 - аплитовый гранодиорит; 3 - порфиридовый гранодиорит; 4 - роговообманковобитовитовый гранодиорит; 5 - биотитовый гранодиорит; 6 - гранит. Осадочные породы (протерозойские): 7 - кварцит, аргиллит, доломитовый кварцит и доломит; характерная формация ооконтурена; 8 - наружный контакт батолита; 9 - вертикальная полосатость; 10 - простирание и падение полосатости; 11 - простирание и падение слоистости; 12 - сбросы.



обязаны своим происхождением инкорпорации, на что указывает присутствие ксенолитов пород основного состава.

**Батолит Сьерра-Невада, Калифорния.** Плутон Сьерра-Невада в длину составляет около 300 миль, а в ширину 50—60 миль. Он не полностью исследован и потому отсутствует равноценное систематическое описание всех имеющихся в отношении него данных. Калкинс (Calkins, 1930) опубликовал геологическую карту района Йосемите, а Клоос (Cloos, 1936) — результаты структурного изучения батолита Йосемитского национального парка и его окрестностей, а также района к северо-западу от озера Тахо. Результаты структурного изучения были успешно обобщены Болком (Balk, 1937, стр. 65—67). Здесь приводятся только некоторые литературные данные, однако они появились позднее доступных в свое время Болку. Нижеследующее резюме приводится на основании обобщения Гамильтона (Hamilton, 1956, стр. 21—23). Граниты внедрялись сотнями отдельных плутонов, часть которых составляет по площади несколько акров, а часть — несколько сотен квадратных миль. Контакты резкие, и переходные зоны от гранита к вмещающей породе составляют обычно менее одного дюйма. Единообразие гранитных пород на обширных площадях и постепенные переходы одних разновидностей в другие указывают на перемешивание и гомогенизацию больших масс материала. По-видимому, одна часть интрузивного вещества была полностью жидкой (как в аляскахитах), а другая — только частично жидкой.

Граниты внедрялись и обуславливали контактовый метаморфизм вмещающих пород, уже ранее подвергавшихся умеренному региональному метаморфизму. Структуры метаморфических пород резко секутся гранитом, а непосредственно отвечающие от гранитных массивов дайки секут сильно смятые метаморфические породы. Возможно, однако, что некоторые деформации вмещающих пород явились результатом воздействия интрузивных сил до окончательного установления границ плутона. Ранние плутоны интродировали метаморфические породы, а более поздние плутоны внедрялись в ранние.

Интрузивные граниты, как это видно по их структурам течения, в общем двигались вверх. Гамильтон полагает, что здесь имело место обрушение кровли, но весьма предположительное. Он приходит к выводу, что объяснение указанного выше процесса кальдеровым опусканием — обрушением кровли в большом масштабе — может быть приемлемо в отношении внедрения некоторых плутонов, особенно более мелких, которые интродировали исключительно другие плутоны. Однако, по его мнению, в батолите Сьерра признаков такого внедрения не установлено, за исключением геометрических форм контактов, которые могут говорить в пользу рассматриваемого способа внедрения. По его заключению, плутоны образовались из мобильных магм, которые поднимались вверх и распространялись в стороны частью активно, но в большинстве случаев пассивно. Большие количества вещества были инкорпорированы краевыми частями плутона путем ассимиляции боковой породы и обрушенных глыб, но большая часть гранитного вещества была интродирована с более глубоких уровней. Дёррелл (Durrell, 1940), Макдональд (Macdonald, 1941) и Майо (Mayo, 1941), изучавшие контактовые взаимоотношения в Сьерра, пришли к заключению, что, каковы бы ни были способы внедрения, они всегда были пассивными. Указанные авторы установили, что в деталях большинство контактов сложно дискордантные, и если боковые породы отодвигались в стороны, то, очевидно, в связи с образованием сдвигов, охвативших широкие зоны вокруг интрузий, а не только имевших место вдоль контактов.

Согласно предположениям Майо (Mayo, 1941, стр. 1081), господствующим способом внедрения плутонов Сьерра была «контролируемая тектонически интрузия», а «структурные особенности района, по-видимому, гармонируют с представлением о том, что пространство для интрузии было обеспечено... главным образом изгибанием изоклиinally смятых в складки пород в результате меридионального сжатия».

Дёррелл (Durrell, 1940) и Макдональд (Macdonald, 1941) считают, что полосы вмещающих пород внутри батолита представляют остатки кровли с относительно плоскими основаниями (уцелевшие от эрозии части единой непрерывной кровли). Они признают, что контакты изверженных тел в большинстве пунктов имеют падение в сторону от интрузива под углом 60—70°; по их мнению, есть основание предполагать, что верхние части штоков и, вероятно, все наиболее крупные тела более или менее куполообразные. На основании работы Клооса Болк (Balk, 1937, стр. 67) утверждает, что восточный плутон батолита в районе Йосемите обладает строением, которое может быть названо шлировым куполом, если бы не ядро небольшого массива бесструктурного гранита; кроме того, по его мнению, «каждый шлировый купол или свод слагается рядом тесно связанных, но петрографически различных типов пород в виде системы концентрических оболочек, что согласуется со структурой конформности купола». Этот плутон обнаруживает также крутые краевые взбросы вдоль контактов с древнейшей интрузией. Сравнение геологической карты Калкинса (Calkins, 1930) и структурной карты Клооса показывает, что структура течения, как и в батолите Уайт-Крик, Британская Колумбия, частично пересекает контакты отдельных частей батолита. Предшествующее изложение касается в основном центральной части батолита. Уэбб (Webb, 1938, стр. 345) находит, что в южной, более глубоко эродированной части батолита сланцеватость полос вмещающих пород обладает большими углами падения (не менее 60°).

**Батолит Берегового хребта, Аляска—Британская Колумбия.** Батолит Берегового хребта Аляски и Британской Колумбии верхнеюрского или нижнемелового возраста составляет в длину по крайней мере 1250 миль и в ширину обычно от 35 до 60 миль, максимально до 125 миль. Значительная часть батолита содержит полосы сланцев и гнейсов. Детальные карты отдельных частей батолита редки.

Батолит в общих и только в общих чертах параллелен направлению структур, существовавших до его внедрения. Фемистер (Phemister, 1945, стр. 79) отмечает, что вблизи Ванкувера, Британская Колумбия, «вмещающие породы простираются на север с небольшим отклонением к востоку, тогда как батолит вытянут с юга на север». Баддингтон (Buddington, 1929, стр. 293) описывает отрезок западного края батолита как протягивающийся на много миль параллельно простиранию прилегающих толщ, хотя местами и секущий их. При этом отмечается, что на протяжении 40 миль край батолита простирается почти на север и несет общую структуру под углом от 15 до 40°, в то время как северная часть края простирается на северо-запад под несколько большим углом, чем толщи вмещающих пород. Устанавливается, что батолит через синклинорий мезозойских пород переходит в породы карбона.

Смит и Стивенсон (Smith et Stevenson, 1958, стр. 816—817) пишут по поводу внедрения интрузивов в южной части Британской Колумбии, что во многих местах батолит пересекает структуры вмещающей породы, причем в некоторых пунктах многие толщи вмещающих пород были сдвинуты в стороны, а характер простирания пластов вокруг южной оконечности батолита Берегового хребта обязан сильному горизонтальному сжатию крупного масштаба, передававшемуся через магму. К юго-западу от



батолита в юго-восточной Аляске толщи пород изоклиналино опрокинуты в общем на юго-запад, а их падение и падение полосатости в краевой зоне батолита крутое северо-восточное или вертикальное.

Рекогносцировочные исследования в юго-восточной Аляске (Buddington, 1929, стр. 181) показывают также, что в юго-западной части батолита (от 5 до 15 миль шириной) преобладает кварцевый диорит, а в восточной части (10—15 миль шириной) — кварцевый монзонит с различными породами в общем гранодиоритового характера в ядре. Смит и Стивенсон (Smith et Stevenson, 1955, стр. 811) описывают изверженные интрузивные тела южной части Британской Колумбии как состоящие из диоритовых до гранодиоритовых пород в западной части острова Ванкувер, преимущественно гранодиоритовых в Береговом хребте и существенно гранитных в центральной и восточной частях Британской Колумбии. Указанные взаимоотношения напоминают батолит Сьерра-Невада, о котором Дёррелл (Durrell, 1940, стр. 12—13) пишет, что наиболее распространен в изученной им области (юго-западная часть батолита) кварцевый диорит, а восточнее плутонические породы представлены кварцевым монзонитом и гранитом и что существует постепенный переход, хотя и с частичной перемежаемостью, от основных пород на западе к кислым на востоке.

Выход батолита на поверхность в юго-восточной Аляске вдоль Трейси-Арма имеет в ширину около 15 миль и располагается под углом  $60^\circ$  к простиранию главной структуры. Интрузивные породы включают так много крупных зон инъекционных гнейсов и такое множество ксенолитов вмещающей породы, что сомнительна возможность нахождения участка площадью в 10 квадратных футов, свободного от их присутствия (Buddington, 1929, стр. 69).

Интрузии-сателлиты и северная часть батолита Берегового хребта в юго-восточной Аляске обладают характерными особенностями тел, сформировавшихся в мезозоне; равным образом юго-западная часть батолита и примыкающая к ней вмещающая порода явно обнаруживают черты, сходные с батолитами катазоны. Северо-восточная часть батолита относится, по-видимому, к верхней части мезозоны и даже к нижней части эпизоны. Различие в степени метаморфизма вмещающей породы, окаймляющей западную и восточную части батолита, было давно установлено братьями Райт (F. Wright et C. Wright, 1908, стр. 67), а позднее обсуждалось Шэфилдом (Schofield et Hanson, 1922, стр. 65—66) и Буддинтоном (Buddington, 1928, стр. 293—294). В юго-восточной Аляске батолит на юго-западе окаймлен поясом пород, от умеренно до сильно метаморфизованных. На южной границе Аляски этот пояс составляет в ширину около 35 миль; к северу он суживается и выклинивается близ Ююно. По направлению к батолиту интенсивность метаморфизма пород пояса изменяется от общей региональной фации зеленых сланцев на юго-западе, через гранатово-биотитовую и ставролитово-кианитовую зоны к силлиманитовой фации с мигматитовой зоной, примыкающей к батолиту. Повсюду наблюдаются многочисленные плутоны гранодиорита и кварцевого диорита. К северу-западу, вдоль юго-западного и северо-восточного краев батолита развиты глинистые сланцы и зеленокаменные породы. Можно предполагать, что у юго-западного края продолжающийся на глубине главный батолит перекрывается поясом пород, метаморфизованных от средней до высокой степени. Перекрывающие батолит сланцы были подняты из более глубоких зон направленным вверх напором еще глубже залегающей магмы и дополнительным перемещением вверх магматической массы, сформировавшей юго-западную часть главного батолита. Предполагаемый механизм сходен (но отличается большим мас-



штабом) с представлением о направленном вверх перемещении и взбросках боковых пород под действием поднимающейся магмы, предложенным Ноблом, Хардером и Слоутером (Noble, Harder et Slaughter, 1949, фиг. 4). Кварц-монцитонитовые и гранитные породы восточной части батолита моложе кварцевых диоритов западной части. Во вмещающей породе восточного края местами встречаются многочисленные дайки гранодиорит-порфира, по своему характеру свойственные эпизоне, которые считаются связанными с кварцевым монцитонитом.

### МЕЗОЗОЙСКИЕ ПСЕВДОНЗВЕРЖЕННЫЕ ПЛУТОНЫ ИЛИ ФАЦИИ МЕЗОЗОНЫ

**Плутон Суидс-Флат, Калифорния.** В качестве примеров плутонов, которые относятся описавшими их авторами к числу сформированных в мезозоне путем перекристаллизации и замещения, можно привести шток Суидс-Флат и батолит Чиллиуок в Вашингтоне. Верхняя часть (гранит Пеллизьер) батолита Инио, Калифорния, также рассматривается как продукт перекристаллизации и замещения.

Комптон (Compton, 1955) описал плутон Суидс-Флат и отнес его к продуктам перекристаллизации и замещения. Главный массив плутона обладает поперечным и продольным измерениями приблизительно 5 и 7,5 миль. Преобладающую массу плутона составляют тоналит и гранодиорит. Габбро и диориты слагают площадь в 4 квадратных мили у северного окончания и массив — у южного края. Гранофир образует локальную позднюю интрузивную фазу. Разительны постепенные контакты между гранодиоритами, темными роговиками и амфиболитами. Последние образуют переходы к гомогенному гранодиориту через широкую зону сложно-жилковатых смешанных пород шириною в 100—1000 футов в стыке с габбро и диоритом и до 3 миль в стыке с метавулканическими породами. Систематические постепенные изменения от первоначального переплетения этих смешанных пород до переполненных включениями гранитных пород и затем до гранитных пород только с неясно выраженными скоплениями роговой обманки заставляют предполагать, что гранитные породы в своем развитии прошли через все эти стадии. Комптон полагает, что происхождение гомогенных пород путем замещения подтверждается отсутствием в них структур течения или системы трещин, а также тем фактом, что полосчатые включения скорее соответствуют продолжению полосчатости вмещающей породы в плутоне, чем проявлению какого-то предполагаемого движения внутри плутона. По мнению Комптона, гранитизация в основном была вызвана продвижением флюидов по открытым каналам и источником этих флюидов была, вероятно, магма, образовавшая ядро плутона Суидс-Флат. Он приходит к выводу, что очаг этой магмы должен был находиться южнее и, вероятно, на более глубоком уровне, чем обнаженные в настоящее время породы.

**Фация гранита Пеллизьер батолита Инио, Калифорния.** Фация гранита Пеллизьер батолита Инио в Калифорнии средне- или позднемезозойского возраста рассматривалась Андерсоном (Anderson, 1937) как прикровлевая фация главного батолита, образованная *in situ* путем замещения и перекристаллизации как осадочных, так и изверженных пород. Гранит содержит множество включений, большинство из которых первично представляли собой сланцы или аргиллиты. Образование путем замещения Андерсон обосновывает устанавливаемыми в результате полевых наблюдений постепенными переходами между вмещающей породой и гранитом, колебаниями в составе гранита, унаследованностью строения,



весьма напоминающего стратификацию, и наблюдениями под микроскопом последовательных стадий замещения, особенно альбитизации. Закартированная часть батолита составляет в длину 35 миль. Гранит Пеллизьер в основном роговообманковый, в то время как большая часть батолита представлена биотитовым гранитом. Растворы, вызвавшие развитие гранита Пеллизьер, по мнению Андерсона, являются дериватами расплавленной глубже магмы, кристаллизация которой привела к формированию главной части батолита. Мигматитовые гнейсы образовались на глубине в окружающих батолит породах.

**Батолит Чиллиуок, Вашингтон.** Описание Мишем (Misch, 1952) батолита Чиллиуок в Вашингтоне представляет пример применения гипотезы гранитизации для объяснения развития гранита в мезозоне в конце позднего мезозоя. В пределах штата Вашингтон батолит составляет около 30 миль в длину и 5—10 миль в ширину; он протягивается к северу в Британскую Колумбию. Вмещающими породами являются серии геосинклинальных пород, главным образом филлитов, кварцитов, мраморов, зеленокаменных пород и зеленых сланцев, за исключением южной части батолита, где в его приконтактной зоне филлиты превращены в слюдяные сланцы, а зеленокаменные породы и зеленые сланцы — в амфиболиты. Гранодиориты и кварцевые диориты батолита рассматриваются Мишем как результат непрерывного процесса гранитизации, который сначала привел к образованию серии гранито-гнейсов (гнейс Скагит), а затем крупных бесструктурных гранитных тел с постепенными переходами между теми и другими. Согласно этой гипотезе, вмещающие породы вдоль части контакта не были раздвинуты в стороны, а гранодиорит двигался как пластичная кристаллическая масса и внедрился в метаморфические породы. В виде изолированных интрузивных штоков появляется несколько более мелких тел, которые прокладывали себе путь, раздвигая в стороны метаморфические породы. Часть этих интрузивов находится в нижнемеловых породах. Миш допускает, что магма этих интрузий образовалась как конечный кульминационный продукт длительного процесса гранитизации и мобилизации на глубинах ниже современного эрозивного среза, а не поступила откуда-то издалека с неведомой глубины. Глубину образования гранито-гнейсов он определяет от трех-четырёх до десяти миль.

#### **МЕЗОЗОЙСКИЕ ПЛУТОНЫ С ПРОТОКЛАСТИЧЕСКОЙ ИЛИ БОЛЕЕ ПОЗДНЕЙ ПОСТКОНСОЛИДАЦИОННОЙ ДЕФОРМАЦИЕЙ**

**Батолиты Колвилл, Вашингтон и Кассиар, Британская Колумбия.** Батолиты Колвилл и Кассиар рассматриваются совместно, так как оба они иллюстрируют результаты продолжающегося движения магмы после затвердевания большей части комплекса. Следующее резюме проведено на основе описаний Уотерса и Краускопфа (Waters et Krauskopf, 1941), а также Пула (Poole, 1956).

Батолит Колвилл интрузирует складчатые и динамически метаморфизованные осадочные и вулканические породы позднепалеозойского или триасового возраста. Предполагается, что возраст батолита позднеюрский или раннемеловой. Длина его около 30 миль. Уотерс и Краускопф описывают батолит как резко гетерогенный в структурном и петрографическом отношениях. Внутренняя масса бесструктурных гранодиоритов к краям постепенно переходит в пояс полосчатой изверженной породы, обычно обнаруживающей вихреобразную закрученную полосчатость. Эти породы в свою очередь постепенно переходят в периферический пояс разнообразных, но отчетливо полосчатых мигматитовых гнейсов, характеризую-



щихся сильным гранулированием слагающих их минералов. Указанные выше авторы находят, что эти последние породы в пределах широких зон представляют собой мilonит и что местами в результате перекристаллизации образовались типы пород, напоминающие гранулиты. Простирание складок во вмещающей породе, а также ориентировка полосатости и других структурных элементов преимущественно северо-западные — юго-восточные, однако граница батолита сечет вкрест, с резким несогласием, эти структурные линии. По периферии батолита Колвилл боковые породы почти не обнаруживают следов контактового метаморфизма. Близ края батолита в изобилии присутствуют пегматиты. Однако Уотерс и Краускопф на основе детального рассмотрения структурных отношений как внутри боковой породы, так и внутри интрузивного тела полагают, что особенности контактовой зоны лучше всего могут быть объяснены поднятием и внедрением батолита как единого целого. Исходя из такого толкования, они приходят к выводу, что интенсивное брекчирование и постоянное отсутствие метаморфизма вмещающих пород связано с подъемом интрузива уже в то время, когда его периферическая часть, ныне образующая гнейсовые и милонитовые фации, была почти твердой. Там, где хорошо развита линейная структура, выраженная осями вихреобразных структур, господствующее направление погружения этих осей неизменно северо-западное. Это принимается вышеупомянутыми авторами за показатель хотя бы слабого регионального контроля данной структуры. Ядро интрузивного массива гомофановое и слагается гранодиоритом и кварцевым диоритом.

Следующее описание и интерпретация некоторых явлений, обнаруживаемых в связи с батолитом Кассиар, взяты из работы Пула (Poole, 1956). По возрасту батолит — позднеюрский или раннемеловой. Он составляет в ширину 13 миль, в длину — 70 миль. Вмещающими породами являются осадочные и вулканические образования, регионально складчатые и метаморфизованные до фации зеленых сланцев или в более низкой степени. Батолит Кассиар сложен преимущественно гранодиоритом и кварцевым монцитом. Западная часть батолита, шириною около 4 миль, представлена сильно полосчатым катакlastическим гнейсом, тогда как центральная и восточная части хотя местами и полосчаты, в общем отчетливо массивные. Центральная и восточная части относительно недеформированы. Имеются признаки раздвигания в стороны и приподымания боковых пород в ходе внедрения магмы, хотя непохоже, чтобы все пространство, занимаемое батолитом, было образовано таким путем. Пул приходит к заключению, что причиной деформации западной краевой зоны являлось возобновление интрузии в твердом состоянии, так что северо-восточная часть батолита и прилегающие к ней осадочные породы перемещались вверх и, может быть, на юго-запад относительно юго-западной краевой зоны, тем самым обуславливая северо-восточное падение полосатости. Он отмечает, что осадочные породы на протяжении нескольких миль к юго-западу от батолита смяты в изоклинальные складки с юго-западным падением. Маловероятно, чтобы это могло иметь место, если бы региональная деформация привела к образованию северо-восточного падения полосатости в западной части батолита.

### ДОКЕМБРИЙСКИЕ БАТОЛИТЫ МЕЗОЗОНЫ

**Общее положение.** Было уже указано, что штоки, сформированные в эпизоне, могут иметь докембрийский возраст, и равным образом докембрийские штоки и батолиты могут относиться к мезозоне. Примерами их служат батолиты хребта Джайнте (Allison, 1925) и Вермилльон (Grout, 1925) в Миннесоте. Описания других примеров следуют ниже.



**Пояс Норанда — Сеннетерр, Квебек.** В поясе Норанда — Сеннетерр в Квебеке несколько гранитных и гранодиоритовых батолитов внедрены в толщу средних и основных потоков с подчиненными туфами серии Киватин и осадочных пород Тимискаминг. Вмещающие породы отличаются сложным строением и низкой степенью регионального метаморфизма. Некоторые указанные батолиты описаны Норманом (Norman, 1945) и Тремблэ (Tremblay, 1950), а карта и описание строения, на которых основывается фиг. 10, были опубликованы Даусоном (Dawson, 1954).

Породы батолита включают мусковитовые, мусковит-биотитовые и роговообманковые разновидности гранитов; последние бедны кварцем.

Очертания батолита Ла-Мот почти полностью конформны с полосчатостью вмещающей породы, но в одном пункте секут серию метаосадочных толщ. Полосчатость указывает на удлиненную куполообразную поверхность батолита с умеренно падающими контактами на севере и крутопадающими контактами вдоль остальной части плутона. Мигматизация проявлена в высшей степени локально. Пегматит составляет около 50% породы в зоне шириною от полумили до мили вдоль края плутона и лишь 10% — в его внутренней части.

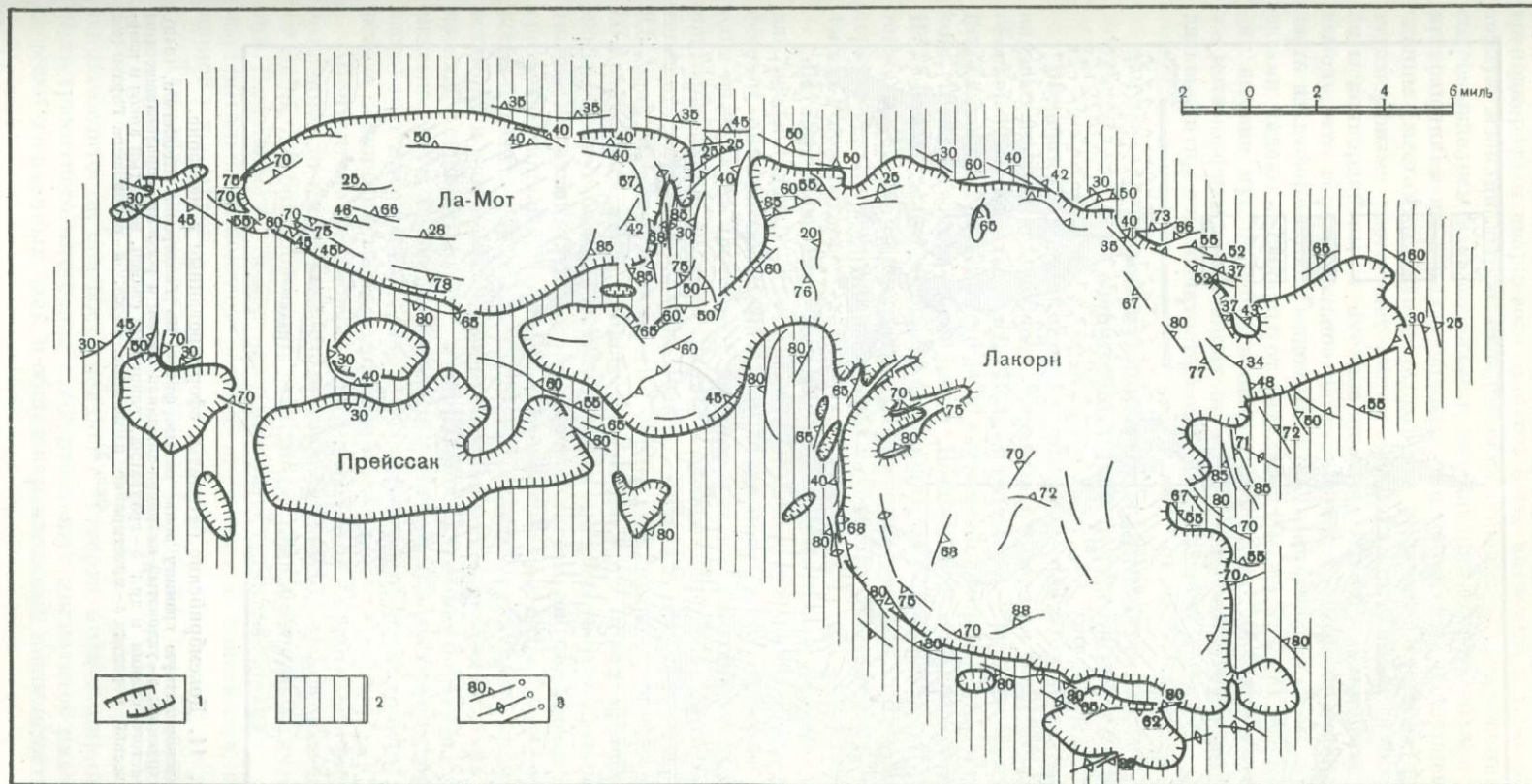
Батолит Лакорн обладает границами, которые в основном конкурдантны с вмещающими породами на севере и юге, но на востоке секут вмещающие толщи непосредственно вкост простирания. У юго-западной границы плутона местами наблюдаются проявления мигматизации. Некоторые крупные ксенолиты перемещались от краев интрузивного тела к его внутренней части и при этом вращались. В периферические метаосадочные породы были внедрены тонкие линзы и дайки гранитного материала. Полосчатость плутона указывает на наличие одного структурного купола в северо-восточной части главного массива и другого — в юго-западной части. Как и в плутоне Ла-Мот, северный контакт падает под углами средней величины, а южный — круто. Даусон приходит к заключению, что плутон Лакорн первоначально обладал крутопадающими контактами и, возможно, был слегка опрокинут в направлении на юго-запад.

Интрузии-сателлиты рассматриваются как лишенные кровли купола, которые соединяются с главным гранитным массивом на глубине.

На основании разных многочисленных вариационных анализов минеральных составов Даусон (Dawson, 1958, стр. 232) приходит к заключению, что батолиты состоят в основном из кварцевого монцитита, однородного в пределах отдельных массивов, а также в интрузивных телах вообще.

По происхождению все интрузии рассматриваются авторами как магматические. Возраст (Schillibeer et Cuming, 1956) слюды из плутона Лакорн, определенный K/Ar методом, составляет  $2500 \pm 150$  миллионов лет.

**Плутоны к северу от Большого Невольничьего озера, Северо-Западные территории.** Внедрение батолита в докембрийские породы севернее Йеллоунайфа на Большом Невольничьем озере, Северо-Западные территории, Канада, описано Гендерсоном (Henderson, 1943) и Жоллиффе (Jolliffe, 1944). Приведенное выше описание основано на их работах. Вдали от интрузивного тела (фиг. 11) вмещающие породы представлены граувакками, глинистыми сланцами и вулканическими породами. Подушечные лавы метаморфизованы настолько слабо, что удается установить верхние части потоков. В граувакках и глинистых сланцах встречаются обычно хлорит и серицит. Породы смяты в крутопадающие изоклиналильные складки. Гендерсон полагает, что изоклиналильные складки в свою очередь были собраны в синклинале- и антиклиналеобразные структуры с почти вертикальным погружением осей вторичных складок. Батолиты

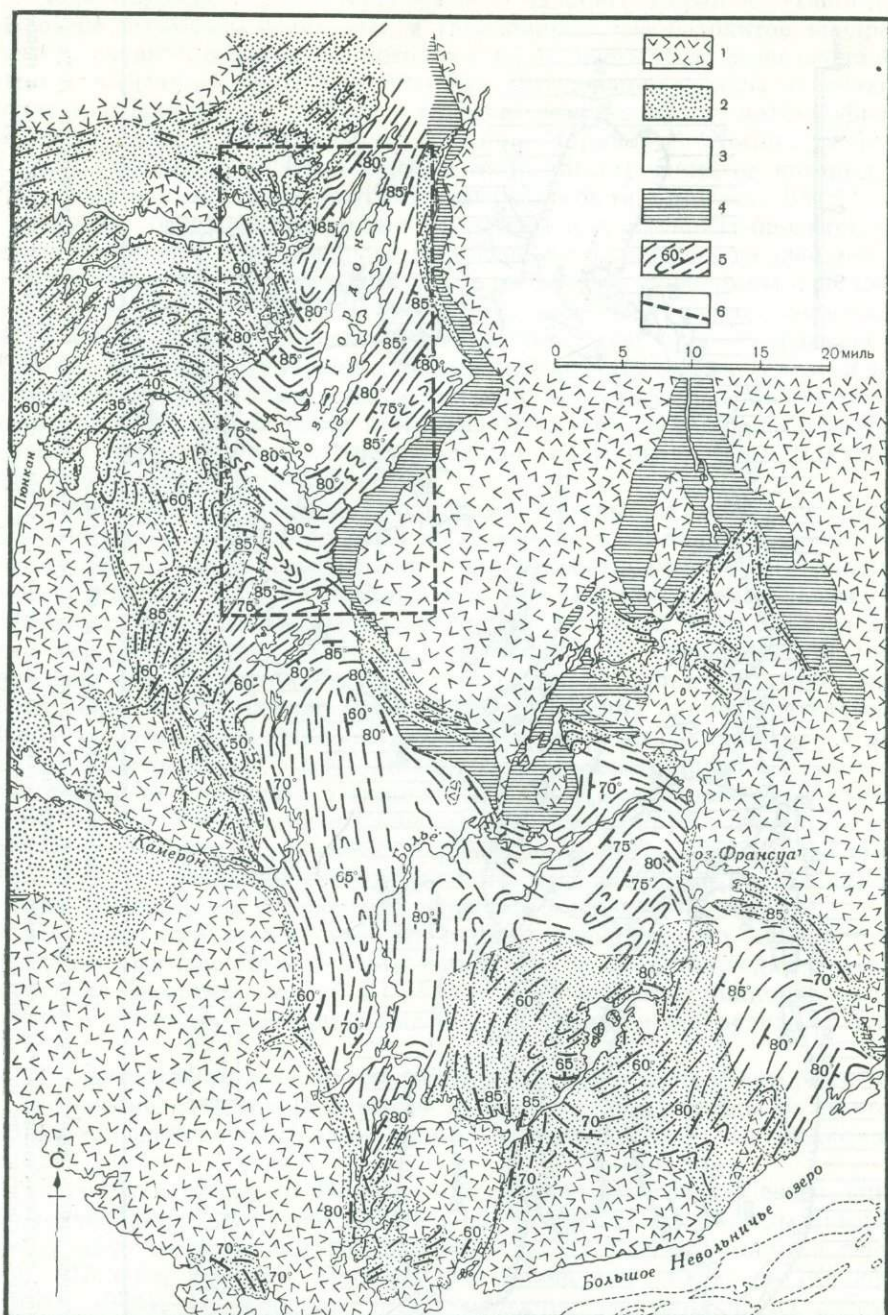


Ф и г. 10. Раннедокембрийские батолиты мезозоны.

Батолиты Лакорн, частично дискордантные, частично конкордантные; пояс Норанда - Сеннетерр, Квебек, Канадский щит. Видоизменено по Даусону (Dawson, 1954).

1 - гранитные интрузивы; 2 - добатолитовые породы (измененные лавы, роговообманковые сланцы, биотитовые и биотит-ставролитовые сланцы, а также пирокластические породы); 3 - полосатость или слоистость в добатолитовых породах, полосатость в гранитных породах (наклонная, вертикальная, падение неизвестно).





Фиг. 11. Докембрийские батолиты, сформированные в мезозоне.

Обнаруживает дискордантную границу зоны метаморфизма. Из Гендерсона (Henderson, 1943).  
 1 - гранитные интрузивы; 2 - узловатый кварцево-сланцевый сланец и роговик, образовавшиеся из граувакки, глинистого сланца и др.; 3 - граувакка, глинистый сланец, нечистый аркоз и кварцит; 4 - вулканические породы; 5 - простиранье и падение слоев; 6 - район озера Гордон (см. Фиг. 3).



гранодиорита и кварцевого диорита были внедрены в претерпевшие повторную изоклинальную складчатость породы. Формирование батолитов сопровождалось метаморфизмом вмещающих пород вблизи интрузии с превращением их в андалузитовые, кордиеритовые и кварцево-сланцевые (местами со ставролитом) и в роговики. Внешняя граница зоны метаморфизма пересекает линии простираания складок. Гранитные батолиты конкордантны с вмещающими толщами, и Гендерсон приходит к выводу, что горизонтальное давление внедряющейся магмы могло вызвать их деформацию. Осадочные и вулканические породы под большими углами падают в стороны от батолита. Имеется ряд более молодых мелких штоков мусковит-биотитового гранита, которые вызывали подобный же метаморфизм вмещающих пород. Многие жилы гранитного пегматита дискордантны с полосчатостью вмещающих пород.

#### ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ ОПИСАНИЯ ПЛУТОНОВ, СФОРМИРОВАННЫХ В МЕЗОЗОНЕ

**Введение.** Другими превосходными детальными описаниями мезозональных плутонов Западных Кордильер являются: описание Таубенеком (Taubeneck, 1957) батолита Болд-Маунтин в Орегоне, Смитом (Smith, 1947) штока Сурф-Пойнт в Британской Колумбии, Краускопфом (Krauskopf, 1943) батолита Уоллова в Вашингтоне и Комптоном (Compton, 1955) батолита Болд-Рок в Калифорнии. В большинстве других орогенов также преобладают плутоны, сформированные в мезозоне, но здесь приводятся только описания штока Сноубанк в Миннесоте и батолита Энчэнтед-Рок в Техасе.

**Батолит Болд-Рок, Калифорния.** Много особенностей, характерных для мезозональных плутонов, обнаруживает батолит Болд-Рок в Калифорнии, описанный Комптоном (Compton, 1955). Батолит Болд-Рок — один из четырех плутонов в цепи мелких сателлитовых интрузивных тел, примерно более 40 миль длиною, расположенной в 20 милях западнее главного батолита Сьерра-Невада. Батолит обладает шириной около 9,5 миль и длиной немногим более 11 миль, площадь его — около 80 квадратных миль. Слоистость вмещающих пород повернута конкордантно вокруг батолита, что Комптон считает результатом действия активной интрузии. Однако он отмечает также, что на уровне эрозийного среза, как показывают локальные секущие контакты, около четверти площади батолита образовалось иными путями, а крупные концентрические останцы и зона инъекционных мигматитов указывают на обрушение кровли. Ксенолиты редки, но зональность состава батолита — от трондьемитового ядра, через гранодиорит к гетерогенному тоналитовому краю — заставляет предполагать, что обрушившаяся основная порода контаминировала первичную трондьемитовую магму.

Контактово-метаморфические породы от эпидотового амфиболита и, возможно, до пироксенового роговика образуют ореол, обладающий почти такой же большой площадью, как и первичная кинетическая интрузия. Выдавливание и вертикальное растяжение вмещающих пород выражается гальками конгломератов и линейностью кристаллов, наиболее заметной у контактов.

Там, где полосчатость вмещающей породы параллельна контакту, зона контактовых мигматитов составляет в ширину только от нескольких футов до многих десятков футов, но там, где контакт резко дискордантен полосчатости, она достигает более четверти мили в ширину. Большая часть гранитного материала приконтактных мигматитов находится в виде резко очерченных даек, в общем параллельных полосчатости, но участ-



ками секущих ее. Структура течения интрузивных тел более отчетливо выражена у контактов, так как здесь более обильны мафические минералы и ксенолиты, но ее фактическое совершенство, определяемое взаиморасположением зерен породы, меняется мало от контакта к ядру интрузии. На некоторых участках плоскости течения параллельны границам между различными по составу типами пород, в других случаях они секут их под большими углами. Имеются отдельные крупные дискордантные сочленения линий течения, которые, вероятно, являются местными интрузивными контактами. Видимо, структуры течения в ядре падают также круто, как и в других частях интрузии. В западной половине плутона имеются тысячи маломощных даек аплита и пегматита; в восточной части наблюдается несколько крупных даек и трубок аплита и микрогранитных пород. Почти все дайки вертикальные и простираются под прямыми углами к структуре течения. Таким образом, они рассыпаны по краям трондьемитового массива. Позднее внедрившиеся тела в обеих половинах батолита рассматриваются как контролировавшиеся радиальными трещинами, возникшими в результате направленного вверх давления со стороны располагавшегося глубже мобильного ядра. Существенную проблему составляет механизм, в результате которого слои течения участками пересекают границы между различными типами пород. Согласно предположению Комптона, немобильный тонолит формировался у контакта, в то время как гранодиорит развивался несколько далее от контакта, а трондьемит в некоторых случаях образовывался еще дальше. Комптон полагает, что структуры течения и их общее сочетание могут быть объяснены только мобильностью магмы во время формирования батолита, а также тем, что ориентированность зерен образовалась при медленном перемещении зоны мобильности от контактов внутрь интрузии. Ларсен и Полдерварт (Larsen et Poldervaart, 1957) отмечают:

«Распределение в батолите Болд-Рок двух различных популяций циркона, а также структурные взаимоотношения, выявленные Комптоном, объясняются с точки зрения параавтохтонной интрузии магмы — магмы с преобладанием твердых фаз в краевых частях плутона и силикатного расплава в ядре».

Ларсен и Полдерварт обращают внимание на то, что ксенолиты концентрируются между трондьемитовым ядром и гранодиорит-тоналитовой оболочкой, но в самой оболочке встречаются редко.

Большое количество сходных явлений обнаруживает расположенный к северу плутон Мерримак, описанный Хьетаненом (Hietanen, 1951).

**Шток Сноубанк, Миннесота.** Докембрийский шток Сноубанк, Миннесота, описанный Болком и Гроутом (Balk et Grout, 1934), служит очень хорошим примером типичного штока, сформированного в мезозоне. Он представляет эллиптический массив в 3 мили шириной и 5 миль длиной с плоскостной полосатостью в краевых частях и повсеместно развитой линейной структурой, хотя внедрившаяся последняя часть гранита остается почти массивной. Вмещающие породы сильно сдвинуты в стороны, и структура их в большинстве случаев приблизительно конформна с контактом. Магма круто поднималась кверху под углом  $70^\circ$  в виде цилиндрической массы.

**Батолит Энчэнтэд-Рок, Техас.** Плутон, внедрившийся в кварцполевошпатовые гнейсы и сильно метаморфизованные сланцы, был описан Хатчинсоном (Hutchinson, 1956) как батолит Энчэнтэд-Рок из докембрийских образований Техаса. Хотя этот батолит и докембрийского возраста и внедрился в сильно метаморфизованные породы, все же он обладает некоторыми типичными чертами батолитов, сформированных в мезо-



зоне. Исключительный интерес представляет также тот факт, что треть батолита обнаруживает факолитовое взаимоотношение с вмещающей породой. Батолит имеет 9 миль в ширину и 15 миль в длину. Наблюдается преимущественно периферическая конкордантность края плутона с вмещающей породой при незначительной дискордантности. За исключением факолитовой части батолита, полосатость повсюду почти вертикальная. Линейность также почти вертикальная, и в течение ранних стадий интрузии и кристаллизации магмы основное направление движения также, видимо, было вертикальным. Краевые трещины приурочены к внешнему периметру шириною в милю, падают вовнутрь под углом 10—25° и выполнены пегматитом и аплитом. Имеется также выполненная пегматитом и аплитом система трещин отдельности с крутым падением, субрадиальная и расположенная под прямым углом к плоскостной структуре. Наблюдается краевая зона закалки шириной от 2 до 10 футов. В апофизах и краевых зонах закалки преобладает порфирировая структура. Факолитовая часть расположена в ядре синклинали, погружающейся под углом 35—40°. Внутри плутона имеются четыре концентрические зоны разных фаций гранита. Согласно Хатчинсону, батолит формировался путем активного внедрения в позднюю стадию деформации и только 5% объема батолита по своему происхождению являются продуктом замещения. Возраст его, определенный по методу Ларсена, составляет 815 млн. лет.

## ПЛУТОНЫ ПРОМЕЖУТОЧНОЙ МЕЗО-КАТАЗОНЫ

### ОБЩИЙ ОБЗОР

В целом ряде регионов часть плутонов обладает типичными чертами мезозоны, а часть — чертами катазоны, хотя все они одновозрастны. Отдельные плутоны обнаруживают также некоторые характерные особенности как мезозоны, так и катазоны. Такие смешанные ассоциации или характерные черты встречаются особенно в плутонах, сформированных в породах со средней степенью метаморфизма — эпидот-амфиболитовой и ставролит-кианитовой субфаций. Там, где в одном регионе имеются плутоны одинакового возраста, но по своим признакам варьирующие от мезозональных до катазональных, представляется вероятным, что мы имеем дело скорее с локальными изменениями физических условий на месте формирования, чем с разными зонами глубины. В большом числе таких случаев плутон с характерными чертами катазоны может быть прикровлевой фацией мезозонального батолита.

### ПЛУТОНЫ КОМПЛЕКСА ВУЛВЕРАЙН, БРИТАНСКАЯ КОЛУМБИЯ

Армстронг (Armstrong, 1949) описывает комплекс Булверайн в Британской Колумбии, занимающий площадь 1000 квадратных миль. Согласно этому автору, комплекс включает серию слюдистых кварц-полевошпатовых гнейсов (частично с содержанием кварца от 40 до 65%) и мигматитов с гранодиоритовыми плутонами (площадь до 10 квадратных миль), образованными на месте вследствие прогрессирующей инъекции гранитного материала и постепенного замещения инъецированной породы. Рутс (Roots, 1954) считает, что этот комплекс образовался в результате метаморфизма и гранитизации ранее регионально метаморфизованных протерозойских и нижнекембрийских осадочных толщ, степень метаморфизма которых возрастает по мере перехода к более низким



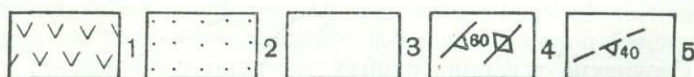
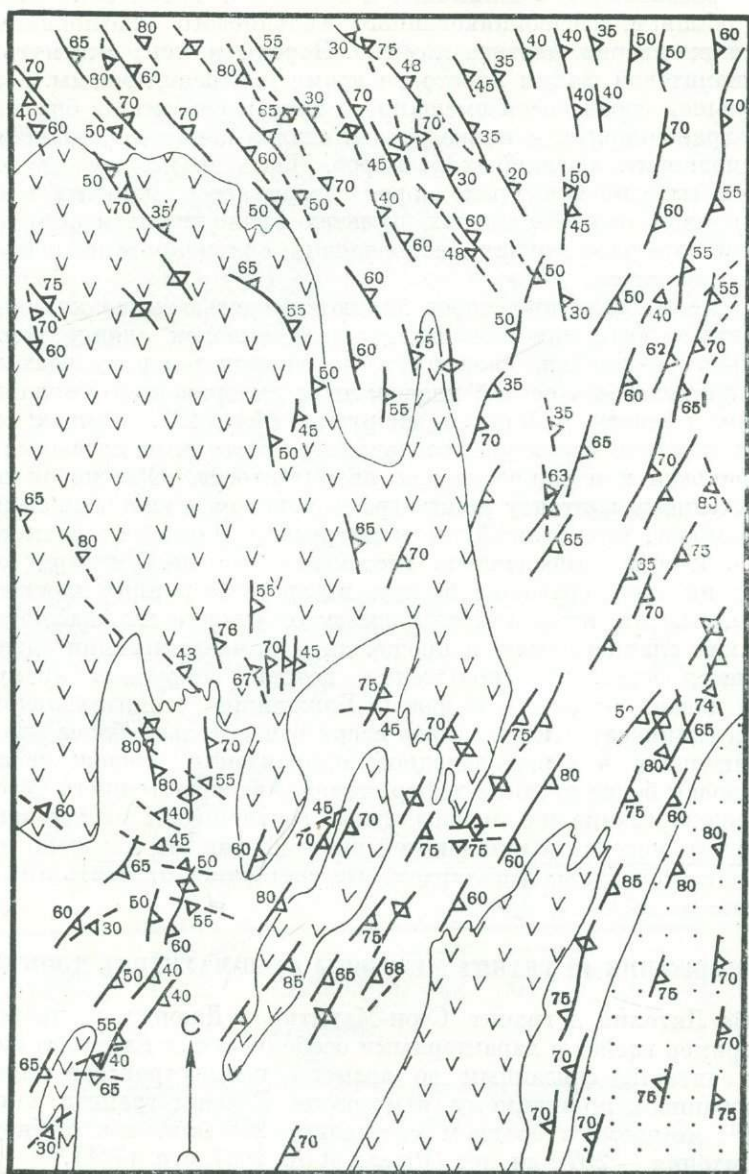
стратиграфическим горизонтам. В верхней части серии развиты породы низкой степени метаморфизма: кварцево-хлоритовые сланцы, кристаллические известняки, глинистые сланцы, филлиты, хлоритовидные сланцы и граувакки; в нижней части серии развиты кварцево-сланцевые сланцы, кварциты, гранатовые, кианитовые и ставролитовые сланцы. Рутс полагает, что региональный метаморфизм предшествовал складчатости, а повышение температуры было связано с внедрением залегающего глубже изверженного или анатектитового материала и стрессу, вызванному относительно слабой орогенической деформацией. Гранитизирующие флюиды обусловили образование лейкократового гранита, который частично затвердевал на месте, а частично приобретал подвижность и перемещался в какой-то мере вдоль плоскостей полосатости и по трещинам в гранитизированных метаосадочных породах, что приводило к формированию силлов и даек. В сланцы внедрен шток гранодиорита (5 квадратных миль) с резкими и крутопадающими контактами и плоской куполообразной поверхностью.

### ПЛУТОНЫ КОМПЛЕКСА ШАСУОН, БРИТАНСКАЯ КОЛУМБИЯ

По Кайернесу (Cairnes, 1940) площадь комплекса составляет, возможно, более 4000 квадратных миль и состоит из докембрийских интенсивно метаморфизованных толщ белтского (?) возраста в окрестностях озера Шасуон, а в других районах может включать верхнепалеозойские и, вероятно, даже триасовые образования. Метаморфический комплекс содержит в большом количестве пегматиты, гнейсы с инъекционным аплитовым материалом в качестве существенной составной части, крупные тела гранитоидных гнейсов, массивные граниты с многочисленными телами пегматитового гранита и «силло-осадочный» («sill-sediment») комплекс, состоящий из кристаллических сланцев и силлообразных тел гранито-гнейсов. Кайернес полагает, что основные процессы, по-видимому, включают постепенное просачивание кверху указанного материала (пегматитовых и аплитовых дифференциатов), инфильтрацию вдоль плоскостей напластования, замещение или частичное замещение между жильного вещества породы и рост *in situ*, вероятно, большей части пегматитового гранита. По его мнению, в результате непрерывного поступления магматического вещества местами происходило полное превращение мощных толщ первичных осадочных пород в массивную гранитоидную породу, которая в условиях трансформации становилась частично пластичной или расплавленной и там, где она подвергалась локальному стрессу, вела себя во многом как нормальная интрузивная порода в контакте с окружающими породами. Кайернес полагает, что гранитизация проявилась в связи с внедрением мезозойских батолитов. Армстронг и Рутс считают комплекс Шасуон эквивалентным комплексу Вулверайн и определяют возраст гранитизации как допенсильванский или домиссипский.

### ГРАНОДИОРИТОВЫЙ ПЛУТОН ВИЛЬЯМСБЕРГ, МАССАЧУСЕТС

Гранодиоритовый плутон в пределах планшета Вильямсберг, Массачусетс, описанный Уиллардом (Willard, 1956), представляет пример формирования в переходных условиях между мезозойной и катарзонай. Ниже следующее резюме основано на сообщении Уилларда. Вмещающие породы состоят из гранатовосодержащих кварцево-сланцевых сланцев, кварцитов, мраморов, филлитов и амфиболитов. Филлиты содержат метакристы ставролита, а сланцы местами — метакристы ставролита и кианита, наиболее многочисленные вблизи гранодиорита. У контактов с интрузивными



Фиг. 12. Гранодиоритовый плутон Вильямсберг промежуточной мезо-катазоны. Аппалачский ороген, Массачусетс. Видоизменено по Уилларду (Willard, 1956).

1 - гранодиорит Вильямсберг и ассоциированный с ним перматит; 2 - тоналит Белчертаун; 3 - филлиты, сланцы, кварцит, мрамор и амфиболит; 4 - простирание и падение полосатости (угол падения вертикальный); 5 - простирание и падение кливажа скольжения вторичной деформации.



породами развиваются силлиманит и турмалин. Амфиболит состоит из роговой обманки, несдвойникового кальциевого плагиоклаза и эпидота, а также кварца, биотита и сфена. Породы могли достигнуть ставролитово-кианитовой фации просто во время внедрения магмы. Гранодиорит в большей своей части смешанного типа и состоит из биотит-мусковитового гранодиорита, а также даек и силлов пегматита, гранита, аплита и гранодиорита различных размеров. Часть его может быть названа инъекционным гнейсом. Гранодиорит прорывается дайками и силлами гранита и пегматита. Во многих пунктах гранодиорит и ассоциированные с ним породы содержат беспорядочно ориентированные ксенолиты сланцев и кварцитов.

Толщи метаосадочных пород являются частью моноклинали на восточном крыле антиклинория. На крыльях складок сланцеватость приблизительно параллельна слоистости, но на сводах и в мульдах сечет ее вкрест. Сланцеватость осевой плоскости рассматривается Уиллардом как смещенная к северу действием интрузии (фиг. 12). Кливаж скольжения — плоскостная структура, совпадающая с осевыми плоскостями мелкой гофрировки или микроскладок сланцеватости. Обычно он параллелен обнаженному контакту между гранодиоритом и вмещающей породой. Это показывает, что ближайшие к интрузиву плоскости сланцеватости двигались кверху относительно отстоящих дальше. Уиллард полагает, что интрузия прокладывала себе путь вдоль более ранних плоскостей полосатости, смещая их в стороны, вызывая отклонения, наблюдаемые в простирании сланцеватости, и производя местные сочетания сдвигов, завершившиеся кливажем скольжения, который окружает интрузивный массив и падает от него в стороны. Ближайшие к интрузивному телу плоскости сланцеватости двигались вверх относительно более удаленных. Простирающийся в северо-западном направлении кливаж скольжения был образован более поздней деформацией. Автор настоящего обзора также обратил внимание на дискордантные соотношения между контурами интрузивного массива и вмещающей породой, как это показано на плане и разрезе, составленных Уиллардом, что заставляет относить этот плутон к мезозоне.

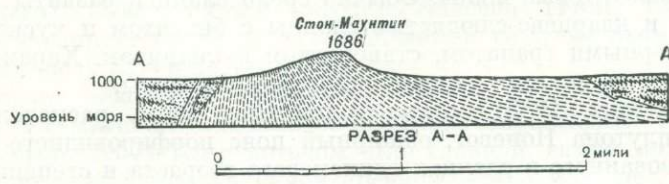
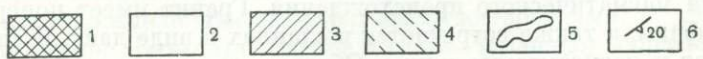
### ГНЕЙС ЛИТОНИЯ (И ГРАНИТ МЕЗОЗОНЫ СТОН-МАУНТИН), ДЖОРДЖИЯ

Гнейс Литония и гранит Стон-Маунтин в Джорджии представляет другой пример гнейса с характерными особенностями плутонов катазоны, который считается связанным во времени и пространстве с плутоном, сформированным, по-видимому, в мезозоне. Возраст гранита, определенный Rb/Sr методом, в среднем составляет 278 млн. лет, а биотита из гнейса Литония — 297 млн. лет (Pinson et al., 1957, стр. 1781).

Плутон Стон-Маунтин был описан Германом (Негмапп, 1954), по работе которого составлено приведенное ниже резюме. Вмещающие породы подверглись региональному метаморфизму и состоят из сланцев ставролитово-кианитовой или эпидотово-амфиболитовой субфаций. Плутон мусковитового гранита частью дискордантно сечет вкрест структуры вмещающей породы, а частью сдвигает вмещающую породу в одну сторону. Структура течения гранита частично конформна с контактами, дискордантными с интродуцированным гнейсом. В сланцах на северной стороне интрузивного массива участками встречаются многочисленные дайки пегматита, а на южной — дайки аплита.

Самостоятельный обширный пояс сланца был инъецирован и замещен богатыми калием синтетоническими магматическими растворами, которые превратили его в гнейс (гнейс Литония) гранитного состава.





Фиг. 13. Небольшой палеозойский плутон мезозоны (гранит Сток-Маунтин, Джорджия).

Частично дискордантный, частично конкордантный, ассоциированный с одновозрастным мигматитовым гнейсом (Формация Литония) промежуточной мезо-катазоны. Видоизменено по Герману (Hermann, 1954).

1 - гранит Сток-Маунтин; 2 - порфириобластовый (андезиновый) биотитовый гнейс (включает прослой амфиболита, биотитового сланца, кианит-мусковитового сланца, флогопитового кварцита, мусковитового кварцита и многочисленные дайки пегматита); 3 - амфиболит (включает эпидот-пироксен-роговообманковый гнейс, эпидот-роговообманковый гнейс, роговообманковый гнейс и биотит-роговообманковый гнейс); 4 - гнейс формации Литония (равномерно-полосчатый биотитовый гнейс с локальными зонами, обогащенными гранатом; мигматизированный синтетектоническими дайками аплита, пегматита и гранита); 5 - граниты типичных образований; 6 - полосчатость.



Дайки пегматита в гнейсе Литония мелкие и неправильной формы; аплит образует тонкие жилы, обычно дискордантные, но участками частично конкордантные. Взаимоотношения пород показаны на фиг. 13. Мигматизирующие и гранитизирующие растворы, по мнению Германа, связаны с магмой, образовавшей гранит Стон-Маунтин. Породы, окружающие гнейс Литония, метаморфизованы до силлиманитово-альмандиновой субфации амфиболитовой фации. Таким образом, для автора настоящего обзора остается неразрешенным вопрос: представляет ли гнейс Литония часть кровли мезозонального плутона или является продуктом более раннего формирования в катазоне.

#### **ПОРФИРОВИДНЫЙ ГРАНИТО-ГНЕЙС ПРОСПЕКТ (И ЛИНЗА ГРАНИТА НОНЕВОГ МЕЗОЗОНЫ), КОННЕКТИКУТ**

Пояс пород в штате Коннектикут, регионально метаморфизованных в эпидот-амфиболитовой и ставролитово-кианитовой фациях, содержит плутоны, обладающие характерными чертами плутонов мезозоны. Имеются также тела гнейса, образованные в результате мигматизации и гранитизации, которые, по-видимому, лучше всего отнести к промежуточной мезо-катазоне.

Палеозойская гранитная линза Ноневог в этом поясе описана Гэйтсом (Gates, 1954). Плутон составляет 9 миль в длину и 3 мили в ширину. Длинная ось обладает северо-восточным, около 60°, простиранием и пересекает полосчатость сланцев северного регионального простирания. Сланцы, примыкающие к линзе с северного и западного краев, в общем обнаруживают полосчатость, параллельную контакту гранита, что является результатом отодвигания сланцев в сторону в процессе интрузии магмы. На южном краю полосчатость сланцев нормальна по отношению к контакту. Однако южная часть гранитной линзы представляет сложное сочетание преимущественно гранита, пегматита и гранито-гнейса с подчиненными фельдшпатизированными сланцами и просто сланцами. Полосчатость разнообразная, как в зонах смятия. Гранито-гнейсы представляют гранитизированный сланец. Большая часть гранитного массива имеет пластовое строение с падением на юго-восток под углом 35—80° и считается магматического происхождения. Гранит имеет поперечно секущие апофизы, а также встречается в сланцах в виде даек. В сланцах присутствуют и пегматитовые жилы. Обычно среди сланцев развиты слюдистые кварциты и кварцево-слюдистые сланцы с биотитом и мусковитом, а также акцессорными гранатом, ставролитом и кианитом. Характерные черты этого плутона, видимо, присущи плутонам мезозоны.

Стюарт (Stewart, 1935) описал в пределах зоны, расположенной юго-восточнее плутона Ноневог, обширный пояс порфировидного гранито-гнейса, образованного в сланцах одинакового возраста и степени метаморфизма путем магматической инъекции, пропитывания и замещения флюидами, источник которых находился в залегающей на глубине магме. Агар (Agar, 1934, стр. 363—369) обратил также внимание на широкое развитие смешанных гнейсов, образовавшихся в результате внедрения в эти сланцы гранита и пегматита. Гнейсы могут являться апикальной частью мезозональных батолитов или принадлежать к верхней части катазоны.

#### **ДОКЕМБРИЙСКИЕ ФАКОЛИТЫ РАЙОНА ХАНСОН-ЛЕЙК, САСКАЧЕВАН**

Формирование факолитов, хотя и характерное для катазоны, возможно, происходит также в промежуточной мезо-катазоне. Байерс (Byers, 1957) описал несколько синтетектонических факолитов гранодиорита или

кварцевого диорита, разместившихся в антиклинальных структурах биотитового гнейса, амфиболита и мигматитового гнейса района Хансон-Лейк, Саскачеван. Вмещающие породы описываются им как подвергшиеся региональному метаморфизму в амфиболитовой фации или в гранат-ставролитовой зоне или ставролит-кианитовой субфации; местами достигается силлиманит-альмандиновая фация. Антиклинальные структуры обладают крутопадающими осевыми плоскостями и могут быть асимметричными или изоклинальными.

### СИНТЕКТОНИЧЕСКИЙ БАТОЛИТ ПИНКНИВИЛЛ, АЛАБАМА

Батолит кварцевого диорита Пинкнвивилл, Алабама, описан Голтом (Gault, 1945) как синтектоническая батолитовая интрузия. Длина его более 40 миль, ширина 8—12 миль. Сформировался он в филлитах, сланцах и амфиболитах, которые достигли только средней степени метаморфизма.

## СЛОЖНАЯ ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕЛИКИХ БАТОЛИТОВ В ОСНОВНОМ МЕЗОЗОНЫ

### ВВЕДЕНИЕ

Огромные батолиты, такие, как батолит Берегового хребта Аляски и Британской Колумбии, Сьерра-Невада в Калифорнии, батолиты Южно-Калифорнийский и Айдахо, характеризуются наиболее сложной историей формирования. Отдельные части их внедрялись обычно в закономерной последовательности — от более мафических к более щелочно-кремнеземистым, образуя сложные штоки и небольшие сложные батолиты. Такие сложные плутоны в свою очередь внедрялись в виде одновременных или последовательных серий в течение ограниченного периода, образуя сложный агрегат, слагающий какую-нибудь часть или главную массу батолита. Такие серии интрузий в свою очередь могут повторяться в известные периоды времени, разделенные значительными интервалами.

Возраст членов батолита Сьерра-Невада (главным образом мезозонального), определенный методом Ларсена (Faul, 1954, стр. 265), обычно варьирует от 90 до 111 млн. лет, а K/Ar методом по биотиту — в общем между 82,4 и 95,3 млн. лет.

Возраст некоторых главнейших частей батолита Сьерра-Невада в районе Йосемитского национального парка определялся (Evernden, Curtis et Lipson, 1957) K/Ar методом. Для главной, самой молодой части он составляет — 82,4 млн., а самой древней — 95,3 млн. лет. Колебание составляет около 13 млн. лет, а, по мнению указанных авторов, ошибка этого метода составляет только несколько процентов. Средний интервал времени между последовательными интрузиями определяется в 2 млн. лет, и каждая предшествующая интрузия становилась почти полностью кристаллической ко времени последующей интрузии.

Авторы предполагают, что

«пространство для батолита освобождалось медленно и с небольшими приращениями путем вертикального поднятия перекрывающих осадочных пород, которые усилились эрозией с такой же скоростью, как и поднимались. Вероятно, некоторые наиболее ранние гранитные тела оказывались на поверхности к тому времени, когда внедрялись последние интрузии».



Автор настоящего обзора мог бы ограничиться допущением, что такой механизм был только одним из ряда факторов формирования батолита.

Возраст отдельных удаленных друг от друга батолитов, располагающихся среди осадочных пород, был определен Кертисом, Эвернденом и Липсоном (Curtis, Evernden et Lipson, 1958) между 133 и 143 млн. лет. По мнению этих исследователей, интрузивы двух различных возрастных групп могут относиться к двум разным периодам орогенеза (один позднеюрского, а другой низов позднемелового времени).

Батолиты Берегового хребта и Айдахо, а также комплекс плутонов северо-восточной части Аппалачского орогена в качестве преобладающих элементов содержат мезозональные плутоны, а в качестве наиболее молодых членов здесь имеются многочисленные плутоны, сформированные в эпизононе.

Возраст гранодиорита и диорита из батолита Берегового хребта в юго-восточной Аляске был определен (Matzko, Taffe, Waring, 1958, стр. 538) соответственно равным 93 и 103 млн. лет. Отмечается (стр. 537), что для четырех проб плутонических пород низов позднемелового времени из батолита Байджа, Калифорния, Силвер, Стехли и Аллен определили средний абсолютный возраст в  $103 \pm 6$  млн. лет. Таким образом, интрузивные тела Байджа, Калифорния, Сьерра-Невада и Берегового хребта могли бы представляться отчасти разновозрастными. Однако в настоящей работе возраст интрузивных тел Берегового хребта считается от позднеюрского до раннемелового.

#### БАТОЛИТ БЕРЕГОВОГО ХРЕБТА

Как установлено Керром (Kerr, 1932, стр. 305), интрузивные тела Берегового хребта в северной части Британской Колумбии включают продукты девяти более или менее самостоятельных интрузивных фаз, варьирующих по возрасту от раннего триаса до второй половины раннего мела. Самую молодую часть батолита, секущую породы нижнего мела, Керр описывает как состоящую из кварцевого монцонита, бедного мафическими минералами, гомогенного и миаролитового, обнаруживающего дискордантные взаимоотношения с вмещающей породой. Исключая узкую, участками менее одного дюйма, краевую зону закалки, равномерная зернистость породы сохраняется до резких контактов. Описание Керра заставляет автора данного обзора предполагать формирование в эпизононе, что согласуется с его собственными наблюдениями над этими породами в районе Гайдер.

Некоторые куполообразные тела олигоклазового гранодиорита и роговообманкового гранодиорита Керр относит к юрскому возрасту. Характерные особенности их строения соответствуют формированию в мезозоне. Как более древнюю он описывает залежь повсеместно гнейсовидного гранодиорита, возможно раннеюрского или триасового возраста. Наконец, имеется еще более древний роговообманковый диорит, по мнению Керра, предположительно триасового возраста.

Уже ранее указывалось на возможность формирования части кварцевого диорита юго-западного края батолита в катазоне.

Матьюс (Mathews, 1958, стр. 172—177) описал участок южной оконечности батолита Берегового хребта, который включает как плутоны юрского и раннемелового возраста, так и два плутона послемелового возраста; последние гомофановые. Только один из самых молодых батолитов обнаруживает неясную структуру течения, и то лишь близ контактов.



В плутоническом комплексе Берегового хребта имеются также мелкие эпизональные плутоны, составляющие его небольшую часть. С одним из них, описанным Голтом (Gault, 1945), связаны разновозрастные эксплозионные брекчии. Шток мларолитового гранитпорфира на острове Зарембо (Buddington, 1929, стр. 275) является продуктом интрузии в риолитовые вулканические породы аналогичного с ним состава:

### БАТОЛИТ АЙДАХО

Сложная история формирования батолита Айдахо была описана А. Андерсоном (A. Anderson, 1952). Он устанавливает, что этот батолит состоит из отдельных массивов гранитных пород, одни из которых формировались в глубинных условиях, а другие — на незначительных глубинах. К телам глубинного образования относятся два тесно связанных друг с другом, но раздельно сформировавшихся массива. Более ранний развивался в то время, когда деформационные напряжения, связанные с главной орогенией, были еще весьма интенсивными, другой образовался в течение более поздних стадий, отличающихся меньшей тектонической активностью. Андерсон приходит к заключению, что корни этих массивов, вероятно, происходят из одного и того же источника, но гранитные тела, внедрившиеся в менее глубинных условиях, происходят от более молодого, не связанного с предыдущим источника. Наиболее древние породы батолита внедрились в конце сьерра-невадской орогенции, следовательно, в конце юрского времени. Более молодые породы ассоциированы с ларамийскими структурами и являются, вероятно, продуктом «ларамийской орогенции позднемелового времени». Андерсон описывает вдоль западного контакта «краевую фацию» — гнейсовидный кварцевый диорит с рассеянными обломками пород кровли в более центральных частях. Гнейсовую текстуру он рассматривает как признак внедрения в период орогенции. Внутренняя фация представлена преимущественно кварцевым монцонитом без гнейсовой текстуры, внедрившимся после прекращения действия орогенических сил и сформировавшимся в более глубинных условиях, чем кварцевый диорит. Большая часть батолита состоит, вероятно, из сьерра-невадских пород. Автор настоящей работы предполагает, что кварцевый диорит западной части батолита мог сформироваться в катазоне, а кварцевый монцонит — в мезозоне.

Согласно Андерсону, более молодые породы, включая диорит (типа габбродиорита), гранодиорит и монцонит, были внедрены позднее и являются породами батолита Боулдер и его сателлитов позднемелового возраста. Диорит обладает у контактов зонами закалки и отличается признаками гипабиссального происхождения. По мнению названного автора, гранодиорит и кварцевый монцонит имеют характерные черты, указывающие на достаточно быстрое охлаждение и внедрение довольно близко от поверхности в более древние остывшие породы батолита.

Ларсен и Шмидт (Larsen et Schmidt, 1958) утверждают, что некоторые грубозернистые мусковитсодержащие кварцевые монцониты и некоторые весьма тонкозернистые граниты батолита Айдахо содержат мелкие мларолитовые пустоты. Эти авторы противопоставляют батолит Айдахо, некоторые составные части которого по площади занимают более 2000 квадратных миль, батолиту Южной Калифорнии, в котором наиболее крупный член составляет около 200 квадратных миль. Однако их данные для батолита Айдахо основаны только на рекогносцировке, а детальная работа может установить более сложное строение. Фацию порфиобластического гранита, имеющую подчиненное значение, они ин-



терпретируют как продукт гранитизации сланца. Для большинства пород возраст, определенный методом Ларсена, в среднем составляет 108 млн. лет, но для одного плутона был установлен возраст 57 млн. лет.

### КОМПЛЕКС ПЛУТОНОВ В АППАЛАЧСКОМ ОРОГЕНЕ, СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ

В широком поясе Аппалачского орогена, протягивающемся к северу от пролива Лонг-Айленд и к северо-востоку через Ньюфаундленд, в палеозойских метаосадочных и метавулканических породах расположен ряд разнообразных плутонов. По возрасту плутоны варьируют от позднеордовикских (?), или таконских, через средне- и позднедевонские, или акадские, до постпенсильванских.

Плутоны таконского возраста (около 350 млн. лет) с характерными особенностями катазоны расположены в штате Коннектикут и Нью-Йорк. Эти плутоны включают граниты и гранито-гнейсы серии Томастон (Agar, 1934, стр. 363—368), а также гранитную залежь Челмсфорд в Массачусетсе (Curriger, 1947). Биллингс (Billings, 1956, стр. 121) приписывает плутонам серии Хайлендрокфот условно позднеордовикский (?) возраст. Детальные структурные соотношения этих тел остаются неизвестными. Они могут быть промежуточного мезо-катазонального типа. По всему поясу распространены акадские интрузии средне- или позднедевонского возраста. Многие из них обладают характерными чертами плутонов, сформированных в мезозоне. Подробно описаны батолит порфировидного биотитового гранита Ла-Пойл в Ньюфаундленде (Cooper, 1954, стр. 26—29), батолит порфировидного биотитового гранита горы Уолдо в штате Мэн (Trefethen, 1944), биотитовый гранит Френч-Понд, Нью-Гэмпшир (Billings, 1937, стр. 508—509, 538; 1945, стр. 57—58), двоянные гранитные плутоны района Мемфремагор, Вермонт (Doll, 1951), гранито-гнейс Ситьюэйт, Род-Айленд (Quinn, 1951), возраст которого около  $306 \pm 18$  млн. лет (Quinn et al., 1957), и гранитная линза Ноневог, Коннектикут (Gates, 1954). Батолит Уиннипесоки, Нью-Гэмпшир (Billings, 1956, стр. 128), возраст которого  $296 \pm 29$  млн. лет (Lyons et al., 1957), плутон Вильямсберг, Массачусетс (Willard, 1956) и гнейс Проспект, Коннектикут (Stewart, 1935), обладают сложными особенностями строения и взаимоотношениями, которые допускают возможность формирования как в катазоне, так и в мезозоне. Они условно отнесены к группе промежуточных мезокатазональных батолитов. Согласно Биллингсу (Billings, 1948, стр. 122), серия плутонов Нью-Гэмпшира синтетектоническая, а гнейс Бетлехем внедрился в виде гигантских силлообразных тел.

На всем протяжении того же пояса находится много эпизональных штоков и батолитов, варьирующих по возрасту от позднедевонских (?) до постпенсильванских. Примерами их служат позднедевонские (?) батолиты миаролитового лейкократового гранита Акелей и Св. Лаврентия южнее Ньюфаундленда и батолит гранит-порфира северного Ньюфаундленда. В западном Ньюфаундленде Фэр (Phair, 1949, стр. 135) описывает интрузивные тела с эпизональными особенностями, которые прорезают нижнедевонские породы, гальки которых обнаружены в миссисипских конгломератах. Миссисипские (?) гранитные и гранит-порфировые штоки Куинси штатов Массачусетс и Род-Айленд, а также гранитные и гранит-порфировые штоки Ковсетт Род-Айленда, внедрившиеся в связанные с ними риолитовые вулканические породы (Nichols, 1956), обладают возрастом около 270 млн. лет (Quinn et al., 1957). Несколько более молодые по возрасту (постпенсильванские, или около  $234 \pm 23$  млн. лет) гранитный батолит Наррагансетт-Пьер (Quinn et al., 1957) и граниты



Уэстерли Род-Айленда (Nichols, 1956). К наиболее молодым эпизональным плутонам, очевидно, относятся плутоны Уайт-Маунтин в Нью-Гэмпшире (Billings, 1956, стр. 129—135), которые включают батолит Уайт-Маунтин, шток Оспици и другие плутоны, связанные с кольцевыми дайками, вулканическими породами и кальдеровыми структурами. Возраст этих плутонов равен  $186 \pm 14$  млн. лет, что заставляет предполагать образование их в позднепермское время (Lyons et al., 1957), однако Биллингс объединяет их в группу миссисипских (?) плутонов.

## ПЛУТОНЫ КАТАЗОНЫ

*«Если мы будем менее требовательны к себе, то легко можем стать анархичными; глубинная геология может превратиться в совершенное безумие» (Read, 1951).*

### ВВЕДЕНИЕ

Предполагается, что вмещающие породы, в которые внедряются плутоны катазоны, обладают в общем такой температурой, на какую указывает степень регионального метаморфизма. Она может составлять минимально  $450^{\circ}\text{C}$ . Эта степень метаморфизма будет соответствовать по крайней мере амфиболитовой фации, а вмещающие породы могут состоять из амфиболитов, метакварцитов, силлиманитовых кварцевослюдяных сланцев, мраморов, гранулитов, ортогнейсов и парагнейсов. Показательны связанные с плутонами обширные зоны мигматитов полуконформного жильного характера (флебиты). В плутонах отсутствуют зоны закладки. В пределах массивов может наблюдаться, но не обязательно, обычно хорошо развитая полосатость. Она может быть повсеместно крутопадающей и располагаться параллельно удлинению или периферии плутона. Обычно встречается полосатость гнейсового типа. Между вмещающей породой и интрузивным телом в общем наблюдается конформность. Вмещающая порода в результате экстенсивного пластического течения кристаллического вещества в ходе деформации, предшествующей или сопутствующей формированию плутона, может быть отодвинута в сторону.

Обычно очковые гнейсы, порфиробластические граниты и гранито-гнейсы метасоматического происхождения.

Как продукт метаморфической дифференциации местами могут развиваться мигматитоподобные фации.

Точно установлено, что многие плутоны или крупные части плутонов катазоны сформированы путем перекристаллизации или замещения. Также хорошо установлено, что многие плутоны катазоны сформировались преимущественно в результате интрузии магмы. Однако количество плутонов катазоны, для которых механизм формирования в настоящее время остается неопределенным, проблематичным или составляет предмет дискуссии, далеко превосходит общее количество плутонов первых двух групп.

В предшествующем рассмотрении батолита Берегового хребта позднеюрского — раннемелового времени были упомянуты батолитовые тела, частично сформированные в катазоне. Некоторые палеозойские плутоны Аппалачского орогена также могут относиться к катазоне. Однако наиболее широкое развитие приобретают в породах докембрийского возраста тела, сформированные в катазоне.

Батолиты катазоны целиком или в отдельных частях могут иногда пересекать структурные направления более жестких пород. Характерные



формы плутонов — купола, факолиты и конформные пластовые залежи. Обычно они рассматриваются как синтетектонические. Многие массивы, однако, обладают неправильной формой или настолько велики и сложны, что форма залегания их без дальнейшего изучения не может быть определена. Для некоторых плутонов допускаются воронкообразные или почти вертикальные субцилиндрические формы.

## КУПОЛА

**Введение.** Основная форма залегания гранита в катазоне — куполообразные плутоны. Для объяснения их происхождения было предложено несколько гипотез: 1) магматическое внедрение и потому преимущественно изверженное; 2) магматическое внедрение с конкордантными внутренними прослоями вмещающей породы (строматолитические или расслоенные ксенолитами купола); 3) купола замещения и 4) тектонические купола, образованные благодаря пластическому течению кристаллического вещества или (4а) благодаря реювенации или ремобилизации, сопровождавшим проникновение материала в виде флюидов. Многие изверженные и расслоенные ксенолитами купола могли быть внедрены с помощью механизма образования факолитов.

**Изверженные купола магматического внедрения.** Имеются до некоторой степени детальные описания изверженных куполов магматического внедрения.

*Батолит Салмон-Лейк.* Батолит Салмон-Лейк (фиг. 15, непосредственно юго-восточнее широты  $44^{\circ}00'$  и долготы  $74^{\circ}45'$ ) в районе гор Адирондак штата Нью-Йорк рассматривается как форма, промежуточная между сильно удлинненным крупным факолитом и почти изометричным куполом магматического внедрения. Батолит сложен гнейсовидным роговообманковым гранитом с преобладающим мезопертитовым полевым шпатом. В ядре тела падения пологие, но они становятся крутыми на крыльях, в направлении прилегающих синклиналей. Антиклинальная структура вырисовывается скелетными остатками пород серии Гренвилл с ее пластовыми залежами метадиорита и метагаббро. Может быть отмечено, что линейность практически всего гранита с гнейсовидной (в отличие от гнейсовидного течения) структурой, включая антиклинальные овоидальные батолиты, субпараллельна простирацию полосатости, связанной с поздним синтетектоническим внедрением, и противопоставляемой нормальной крутой линейности мезозональных батолитов.

*Купола Киллингворт, Бранфорд — Стоун-Крик и Клинтон, Коннектикут.* Группа гранитных куполов, описанных Миками и Дигманом (Mikami et Digman, 1957), сформировалась на глубинах по крайней мере 5 миль. Два купола представлены преимущественно богатым микроклином гранитом и обладают периферической зоной мигматита, а третий представлен тоналитом с расслоенной ксенолитами фацией, которая образует краевую фацию и составляет наружный ксенолитовый купол.

Купол Киллингворт состоит из тоналита магматического происхождения, который постепенно переходит от эвгранитного ядра в периферическую часть, расслоенную плитообразными ксенолитами амфиболита из окружающей породы. В центральной части включения амфиболита редки и обладают здесь беспорядочной ориентировкой, а полосатость тоналита обтекает их. Тоналит внешней расслоенной ксенолитами части гранобластовый и составляет несколько более раннюю фацию, деформированную продолжавшимся течением внутренней части. Полосатость купола отличается пологими падениями в ядре и от умеренных до крутых — в на-



ружных частях, исключая южную часть, где вмещающая порода опрокинута в сторону от купола.

Непосредственно прилегающая к куполу вмещающая порода представлена роговообманковым и биотитовым гнейсом, две трети которых состоят из гнейса, содержащего более 35% роговой обманки. Гнейсы перекрываются биотит-мусковитовыми сланцами.

Купол Бранфорд — Стони-Крик состоит из двух частей: кварцевого мондионита в качестве локальной краевой фации и более молодого богатого микроклином гранита, слагающего его основную массу. Это сложное тело расположено на расстоянии около 2 миль от купола Киллингуорт и по возрасту моложе него. Миками и Дигман считают, что полосчатость купола образовалась до окончательной консолидации вещества, внедренного в виде магмы. В куполе Стони-Крик падение полосчатости повсеместно умеренно крутое. На многих участках полосчатость вмещающей породы прослеживается внутри гранита, отклоняясь под небольшими углами. В центральной части гранитного тела находится незначительное число неориентированных угловатых ксенолитов брекчиевидного облика. Вокруг массива в зоне шириной от полумили до одной мили метаморфические формации содержат мигматит. Мигматит рассматривается как образовавшийся преимущественно в результате инъекции гранита, сопровождавшейся частичным метасоматозом. Наблюдается локальное развитие очковых гранито-гнейсов, сформированных частично путем расширения, а частично — путем замещения. Купол Клинтон сходен с куполом Бранфорд — Стони-Крик.

*Изверженные купола Южной Родезии.* Докембрийские купола Южной Родезии были описаны Макгрегором (Macgregor, 1951). Он ссылается на следующее положение Мауфе, относясь к нему одобчительно:

«Основная закономерность для всей территории — параллельное простираание сланцев и их полосчатости по отношению к краям батолитов и контурам гнейсогранита. Во-вторых, батолиты обладают грубо овальной формой и дугообразно изогнутыми краями, и во всей области отсутствует какое-либо основное направление простираания, не зависящее от гранитных батолитов. В-третьих, сланцы почти всегда падают в стороны от краев батолитов, являясь таким образом зонами синклиналей».

Макгрегор предполагает, что крупные овоидальной формы батолиты первоначально образовались, вероятно, как гомогенные магмы, которые окончательно затвердели в виде гранито-гнейсов.

**Расслоенные ксенолитами купола.** Термин «строматолит» был предложен Фойе (Foey, 1916, стр. 791) для «массива, состоящего из многочисленных чередующихся пластообразных залежей осадочных и изверженных пород, находящихся в силловых взаимоотношениях». В качестве типичных примеров, для которых употреблялось это определение, можно привести гранитные плутоны района Халибартон — Банкрофт, Онтарио (фиг. 14).

*Район Халибартон — Банкрофт, Онтарио.* Эти плутоны содержат не менее 20% пластовых залежей серого гнейса и амфиболита. Гранитная магма внедрялась, по-видимому, конкордантно вдоль плоскостей полосчатости вмещающей породы. Внедрение ее сопровождалось образованием структуры купола в центре интрузии с краями, падающими в сторону от интрузивного тела. По мнению Осборна (Osborne, 1936, стр. 426—427), такое большое количество ксенолитов содержат только краевые зоны батолита, описанного Фойе.

*Купол Блэк-Хилс, Южная Дакота.* Нижеследующее описание докембрийских гранитных куполов Блэк-Хилс представляет резюме сообщения



Раннера (Runner, 1943). Граниты района Харни-Пик образуют комплекс многих силлов, языков, даек и массивов неправильной формы различного состава и возраста. В пределах данного района имеется много ксенолитов осадочных пород, которые в центральной части представлены метаизвестняком и амфиболитом. Во внутренней части плоскости слоистости и осевые плоскости изоклинальных складок в ксенолитах осадочных пород падают в стороны от центральной осевой зоны и образуют хорошо очерченный ксенолитовый купол. Рост купола от центра к краю, по мнению Раннера, обусловлен боковой интрузией на границе лакколиитообразной структуры. По мере увеличения размера структуры падения на краях становятся круче.

Формированию купола Харни-Пик предшествовало в районе образование разломов надвигового типа и наклонной складчатости. Согласно Раннеру, пространство для гранитного массива образовалось в результате купольного поднятия, горизонтального расширения и замещения. Он предполагает, что купола южной части района Блэк-Хилс под кровлей осланцеванных осадочных пород сливаются, вероятно, в один большой докембрийский батолит. По мнению Раннера, полосатость — результат течения в жидком состоянии, замещения слоистости, многократной интрузии и образования сдвигов в твердом граните. Многие ксенолиты были изолированы благодаря слиянию параллельных силлов и взаимному пересечению даек и силлов, но никогда они не были погружены в жидкую магму. Возраст некоторых гранитных пегматитов в Блэк-Хилс определен приблизительно в 1600 млн. лет.

**Тектонические купола и складки, образовавшиеся в результате пластического течения кристаллического вещества.** Куирк и Ласей (Quirke et Lasey, 1941) пришли к заключению, что многие сложные батолитоподобные купола, судя по способам внедрения, обнаруживаемым их различными фациями, могли произойти вследствие «взаимного пластического внедрения пластовых залежей пород в результате течения в твердом состоянии», в условиях глубинной деформации. Однако это объяснение не получило широкого признания.

*Район северо-западного Адирондака.* Из района северо-западного Адирондака Баддингтон (Buddington, 1948, стр. 24—30) описал несколько тел ортогнейсов (фиг. 15), состав которых варьирует от сениита до гранита. Порода, слагающая все эти тела, имеет гранобластическую структуру и обнаруживает признаки полной перекристаллизации в условиях высокой степени метаморфизма. Указанные тела обладают структурой, сформировавшейся в результате пластического куполообразования и антиклинальной деформации (доходящей до изоклинальной складчатости) первично пластообразных или отчасти факолитообразных дифференцированных залежей изверженных пород. Признаки какой-либо гранитизации или мигматизации в связи с ремобилизацией и развитием этих куполов и антиклиналей, как в случае реактивизированных куполов, описанных Эскола, полностью отсутствуют, хотя для их развития могло быть благоприятным давление поднимающейся под антиклиналями и куполами магмы. Купола не реоморфические, потому что в результате их реактивации возникли интрузивные взаимоотношения с вмещающей породой.

**Тектонические купола ремобилизации с проникновением флюидов.** Эскола (Eskola, 1949) впервые выдвинул положение, получившее широкое признание, о развитии куполов во второй орогенический период. Эта гипотеза относится к плутоническим массивам ранней орогении, позже эродированным и перекрытым осадочными породами. В течение позднейшего орогенического цикла флюид или новая гранитная магма были



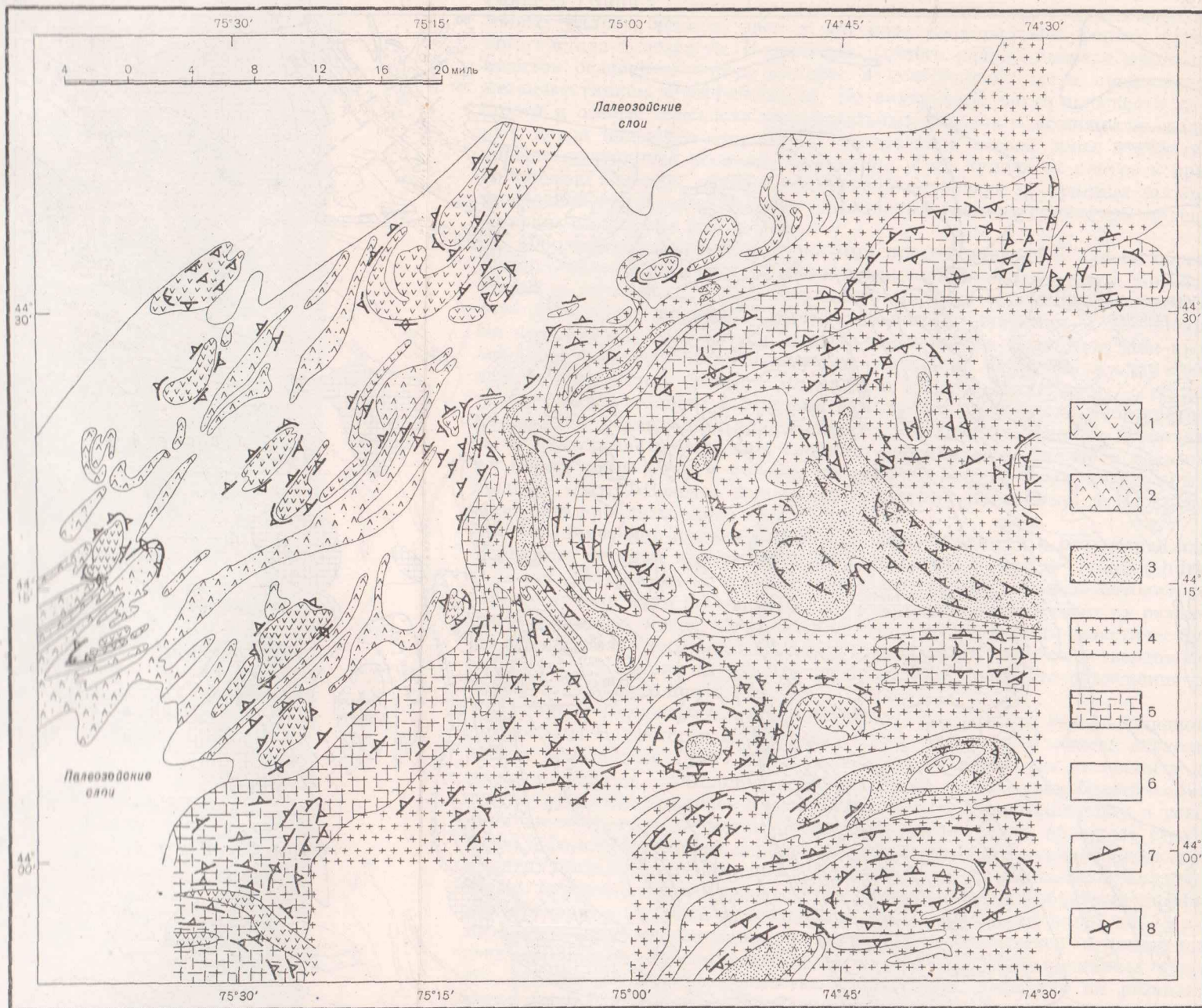


Фиг. 14. Геология части района Халибартон—Банкрофт, Канадский щит.

Метасадочные и метавулканические породы бассейна Гастингс юго-восточнее линии пересечений метаморфизованы от слабой до средней степени и включают конгломерат, аргиллит и пелитовые сланцы, голубой известняк и кристаллический мрамор, а также вулканические породы фации зеленых сланцев. Метасадочные и метавулканические породы северо-западной линии пересечений сильно метаморфизованы и включают мигматиты, парагнейсы частично силлиманитовые, параамфиболит, мрамор и окварцованный мрамор, метагаббро и метадiorитовый гнейс, а также амфиболовый сланец из основных вулканических пород. Граниты бассейна Гастингс сформированы в мезозое; гранито-гнейсы, большей частью с купольным строением, в районе, подвергшемся сильному метаморфизму, были сформированы в катазоне.

1—гранит, гранито-гнейс и ассоциированный с ними пегматит; 2—гибридный гранито-гнейс, мигматит и ассоциированный с ним гранитный пегматит; 3—диорит, габбро, горнблендит, пироксенит, анортзит, метагаббро, амфиболит; 4—простирание и падение полосчатости; 5—простирание полосчатости; 6—границы литологических подразделений; 7—сброс или линейность.





Фиг. 15. Докембрийские плутоны катазоны, район северо-западного Адирондака, Нью-Йорк, выступ Канадского щита.

Факолиты изверженного происхождения, псевдофаколиты метасоматического происхождения, конформные пластовые залежи, изверженные купола и тектонопластические купола, ядра антиклиналей из ортогнейса.

1-факолиты изверженного аляскита преимущественно в мраморе; 2-факолиты и пластовые залежи преимущественно псевдоизверженного очкового порфиробластического гранито-гнейса (метасоматизированный биотит-кварц-плагиоклазовый гнейс); отчасти изверженный гранит; 3-факолиты синклинальные преимущественно кварц-микрклинового гранито-гнейса (метасоматизированный биотит-кварц-плагиоклазовый гнейс); отчасти изверженный богатый микрклином гранит; 4-удлиненные купола, факолиты и пластовые залежи изверженного роговообманкового гранита и подчиненного аляскита; 5-ядра антиклиналей и купола гранобластического сиенита — кварцевого сиенита, более древнего по сравнению с гранитовыми ортогнейсами; частично сложные спростинутые изоклинальные складки; 6-мрамор, мигматит, парagneйсы, кварцит и скарн серии Гренвилл; диоритовые гнейсы, амфиболит; 7-простирание и падение полосчатости; 8-вертикальная полосчатость.



внедрены в более древний плутон, в то самое время, когда он в связи с деформацией превратился в гнейсы, что сопровождалось мигматизацией и гранитизацией или палингенезом. Таким образом, древний плутон был вновь мобилизован, а ассоциированная с ним более молодая интрузивная магма может обнаруживать интрузивное взаимоотношение с перекрывающими породами.

Эскола (Eskola, 1949, стр. 70) предполагает, что описанные Броделем (Broedel, 1937) купола в Мэриленде аналогичного происхождения. В таконское (?) время благодаря процессам интрузии и гранитизации были реактивизованы докембрийские гранито-гнейсы. Эскола полагает также, что эти перекрытые купола находятся в орогенических зонах и, очевидно, были образованы под воздействием горизонтальных движений надвигового типа, хотя образование собственно куполов обязано вертикальным движениям гранитных масс, большинство из которых, если не все, были вызваны вздутием вследствие гранитизации и пропитывания гранитной магмой.

Затем Эскола (Eskola, 1952, стр. 126) подчеркивает, что в некоторых куполах элемент более поздней гранитизации отсутствует или находится лишь в зародышевом состоянии.

Дальнейшие обсуждения проблем, связанных с этими куполами, могут быть найдены в статьях Кранка (Krank, 1954) и Болка (Balk, 1946).

### ФАКОЛИТЫ

**Введение.** Термин **факолит** был введен Харкером (Harker, 1909, стр. 77—78) для конкордантных интрузивных тел, внедрившихся согласно со складчатостью. Согласно Харкеру, положение, облик, величина и форма факолита определяются деталями самой складчатости, а идеальный тип факолита — продукт нескольких модификаций, находящихся в соответствии с разнообразными механическими условиями внедрения. Харкер предполагает также, что первично конкордантные взаимоотношения могут быть затемнены в результате вовлечения изверженных пород в позднейшее складкообразование. Первый факолит, описанный Харкером, представляет интрузивное тело долерита, расположенное в относительно пологой антиклинали. Большинство интрузивных тел, к которым применялся этот термин, являются синтетектоническими гранитными телами в сильно деформированных породах; причем они, возможно, в свою очередь подвергались интенсивной постконсолидационной деформации. Для факолитов характерно значительное увеличение мощности в погружающихся носсах антиклиналей или концевых частях синклиналей. Размеры их обычно варьируют от одной до многих миль в длину, а мощность может достигать нескольких сотен футов. Факолитовые интрузии, сформированные в катазоне, распространены повсеместно во всем мире; особенно много их описывалось в пределах докембрийских щитов. Превосходные описания гранитных факолитов в Африке были опубликованы Геверсом и Фроммарзе (Gevers et Frommurze, 1929), а также Полдервартом и Бэкстрёмом (Poldervaart et Backström, 1949). Для иллюстрации этого механизма формирования интрузивных тел здесь рассматривается несколько примеров из Северной Америки (все докембрийского возраста).

**Факолиты субпровинции Гренвилл, Канадский щит.** В сильно метаморфизованных докембрийских породах субпровинции Гренвилл Канадского щита известны многочисленные факолиты, которые рассмотрены Вильсоном (Wilson, 1925, стр. 397), Осборном (Osborn, 1931, стр. 426) и Хьюиттом (Hewitt, 1953, стр. 92—93); в пределах Адирондакского вы-



ступа они описаны Баддингтоном (Buddington, 1929b, 1948, 1956, стр. 115—116), Ридом (Read, 1934), Канноном (Cannon, 1937) и Дитрихом (Dietrich, 1954). Некоторые адирондакские факолиты находятся в мраморе, причем все они однородны по составу или варьируют в незначительных пределах (Buddington, 1957, стр. 295). Эти данные наряду с некоторыми другими позволяют с большой степенью вероятности предположить, что породы сформировались скорее путем замещения, чем в результате магматической деятельности. Почти все факолиты, залегающие в мраморе — общим числом 15, — разместились внутри антиклиналей, причем большинство из них — внутри антиклиналей, параллельных главному направлению простираения, и только некоторые — внутри антиклиналей и синклиналей, являющихся поперечными складками. Факолиты крупных размеров, образовавшиеся путем замещения, во многих местах сопровождаются, однако, факолитами магматического происхождения.

**Факолиты нагорий Нью-Йорк — Нью-Джерси.** Факолиты встречаются также в большом количестве в поясе докембрийских метаморфических пород в нагорьях Нью-Йорк и Нью-Джерси. Лоу (Lowe, 1950) описал синклинальный факолит. Гранит находится здесь в виде синклинальной пластовой залежи с сильно утолщенным ядром и одним хорошо развитым крылом. Согласно Лоу, отсутствие вторичной полосатости и узора тектонита в граните указывают на его посттектоническое происхождение. Для объяснения отсутствия признаков, указывающих на поднятие перекрывающих пород вследствие активного внедрения гранита, он предлагает концепцию «обмена пространства» между поднимающейся магмой и опускающимися в опустошенный магматический бассейн вмещающими породами. Автор настоящего обзора изучал подобные гранитные плутоны в нескольких милях к юго-западу. Для них наблюдается деформация и перекристаллизация большей части породы, подтверждающая возможность отнесения их к продуктам позднектонического формирования и к факолитам.

Баддингтон описал (Buddington, 1956, фиг. 6) из нагорий Нью-Джерси факолит пироксенового и роговообманкового сиенито-гнейса. Этот факолит располагается в крутой антиклинальной складке; длина его на одном крыле составляет 12 миль, при мощности 700—800 футов; в погружающемся носу антиклинали мощность его превышает в 10 раз указанную величину. В той же антиклинали встречается более молодой гранит в виде более позднего факолита, окаймляющего сиенито-гнейс (Buddington, 1956, фиг. 6). К северо-западу от этого сложного факолита Хаге и др. (Hague et al., 1956, стр. 459) описали факолит гранито-гнейса Байрам. По их мнению, отсутствие между гнейсом Байрам и другими породами резко дискордантных соотношений указывает на образование Байрам как факолитовой интрузии или путем замещения крупной метасадочной серии пород. Большая часть полевых и микроскопических признаков показывает изверженное происхождение этого факолита. Согласно Хаге и др., гнейс Байрам мог пережить сложную историю магматической интрузии в сочетании с частичным замещением.

Плутоны факолитового формирования в нагорьях Нью-Джерси описывались также Хотцем (Hotz, 1953, стр. 185—192) и Симсом (Sims, 1953, стр. 265—268).

**Факолит Вулф-Маунтин, Техас.** Докембрийский факолит Вулф-Маунтин был описан Стенцелом (Stenzel, 1936). Этот автор предполагает, что гранит был внедрен в форме факолита внутрь синклинали, ось которой погружается на юго-восток в среднем под углом 16°. Гранит подстилается гнейсами и перекрывается в основном сланцами. По мнению



Стенцела, интрузия имела место к концу периода складкообразования в окружающих породах и сопровождалась стрессом, вызывавшим формирование складок. По мнению Стенцела, подводящие каналы интрузивного тела находятся в зоне дробления значительной длины, которая протягивается вдоль факолита и сечет вмещающую породу вкрест ее сланцеватости. Таким образом, магма, после поднятия в эту подвижную зону дробления, растекалась внутри синклинали вдоль границы между гнейсом и сланцем.

**Гарполиты.** Угол погружения осей факолитов может изменяться от небольших значений до  $90^\circ$ . Термин «гарполит» был впервые введен Клоосом (Cloos, 1921, стр. 44—47; 84—85) для интрузий серповидной формы, внедрившихся одновременно с образованием поперечных складок в сильно складчатых породах. Многочисленные гарполиты имеются в докембрии района Адирондак. Описанный Дитрихом (Dietrich, 1954) синклинальный факолит может быть назван гарполитом.

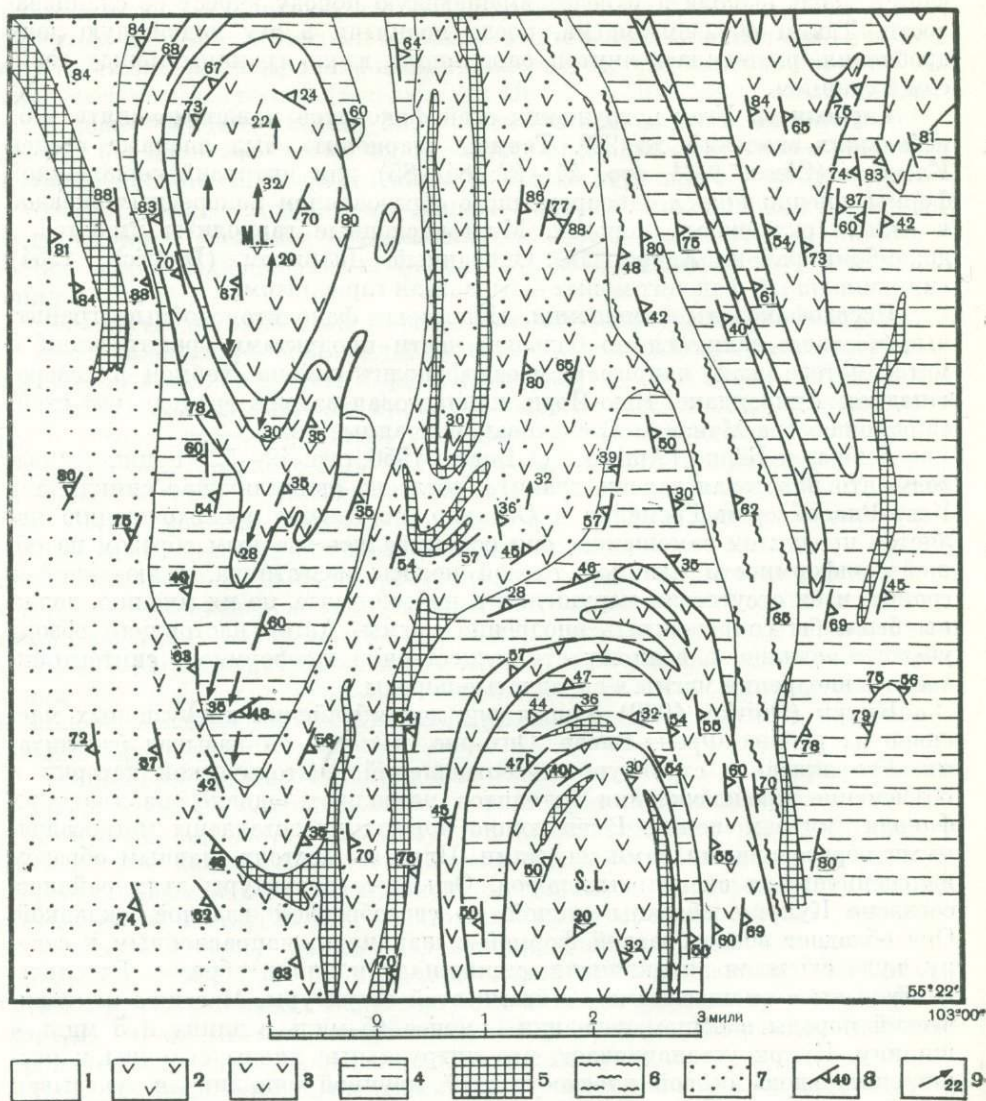
**Псевдофаколиты замещения.** Некоторые факолитоподобные гранитные массивы являются по большей части продуктами гранитизации и метасоматоза, как, например, псевдофаколит района Хермон в северо-западном Адирондаке, Нью-Йорк, и пластовая залежь гранодиорит-гнейса района озера Манаван, Саскачеван, описанные ниже.

Амброс и Бёрнс (Ambrose et Burns, 1956, стр. 49—52) пришли к выводу, что пластовая залежь гранита, согласно окаймляющая синклиналь Клэр-Ривер серии Гренвилл в Онтарио, по своему происхождению является продуктом замещения; они основывались главным образом на общей конформности длинной тонкой полосы известняка, включенной в гранит, и на отсутствии нарушений в ней, которые, по их мнению, должны были бы сопровождать внедрение магмы. Автор настоящего обзора убежден, однако, в возможности существенно конформного синтетектонического внедрения магмы в складчатые породы.

Куирк (Quirke, 1929) описал ряд докембрийских интрузивных массивов из района Френч-Ривер, Онтарио, которые он называл батолитами. Его описание структурных соотношений, тектонической истории и объяснение происхождения батолитов позволяют, однако, называть их факолитами замещения. Вмещающие породы представлены метаосадочными образованиями и мигматитами. Плутоны состоят главным образом из гранитных и сиенитовых пород. Основные структуры этих районов, согласно Куирку, связаны единой, но своеобразной главной складкой. Она обладает веерообразной формой с шарниром, направленным к северу, куда сходятся антиклинали, синклинали и линии сбросов. Батолиты конформны с вмещающими гнейсами этой структуры. Массивы плутонической породы в общем невелики — менее 15 миль в длину и 5 миль в ширину. Куирк устанавливает, что интрузивные линзы склонны к расширению вдоль осевой плоскости этой крупной синклинали, указывая этим на тесную генетическую связь интрузии и складчатости. Гранитные породы представляются ему продуктами замещения осадочных пород, и в качестве одного из доказательств он приводит тот факт, что фенокристы, без сомнения, в известной мере росли внутри гнейсов, все еще легко распознаваемых в качестве первичных осадочных пород, и что гнейсы постепенно переходят в породы полностью порфировидные без всяких следов какой-либо другой структуры или текстуры.

**Формирование факолитов и псевдофаколитов, район озера Манаван, Саскачеван.** Сложное формирование факолитов представлено хорошими примерами в районе озера Манаван, Саскачеван. Район был закартирован и описан Кирклендом (Kirkland, 1956), причем часть его геологической карты показана на фиг. 16. Киркленд не называл эти плутоны фа-





Фиг. 16. Сочетание гранодиоритовых факолитов (M. L. и S. L.) интрузивного происхождения и псевдофаколитов гранодиоритового гнейса (перекристаллизованный и гранитизированный *in situ* метааркос), катазона.

Видоизменено Кирклендом (Kirkland, 1956) по карте части района Манаван-Лейк, Саскачеван. 1 - незакартировано; 2 - гранодиорит; 3 - гранодиоритовый гнейс; 4 - роговообманковый или биотитовый мигматит и очковый гнейс; 5 - роговообманковый гнейс и гранулит, амфиболит; 6 - биотитовые и биотит-роговообманковые метаосадочные гнейсы; 7 - метааркос; 8 - полосатость и гнейсовидность; 9 - линейность.



колптами, но приводимые им структурные данные согласуются с такой интерпретацией. Порода, закартированная в качестве гранодиорит-гнейса, описывается как сильно полосчатая или отчетливо гнейсовидная, состоящая из кварца и полевого шпата с роговой обманкой — наиболее развитым мафическим минералом. Во многих местах встречаются также небольшие количества почковидных включений метааркоза, биотитового, кордиерит-биотитового и роговообманкового гнейса. Гранодиорит-гнейс занимает то же положение на восточном склоне купола Манавал-Лейк (M. L.), что и метааркоз на его западном склоне. Гранодиорит-гнейс рассматривается Кирклендом как более сильно метаморфизованный гранитизированный эквивалент метааркоза.

Конформное факолитоподобное ядро купола Манавал-Лейк состоит из гранодиорита от лейкократового порфиroidного до равномерно-зернистого. Плагиоклаз sdвойникован по альбитовому и альбит-карлсбадскому законам. Порода в основном массивная, по местами обнаруживает слабую полосчатость. Киркленд считает происхождение этого гранодиорита интрузивным.

### СУБЦИЛИНДРИЧЕСКИЕ ПЛУТОНЫ

Уайне-Эдвардс (Wynne-Edwards, 1957) описал в Онтарио плутон Уэстпорт как почти вертикально погружающийся цилиндр, сформированный в вертикальной цилиндрической складке (или «вихре»), которая представляла естественный вертикальный канал для подъема магм и (или) гранитных эманаций. Цилиндрическая складка образовалась в результате деформации ранее смятых в изоклинальные складки метаморфических пород серии Гренвилл, которая вызывала вращение вокруг вертикальной оси, выразившееся в изгибании компетентных слоев по простиранию, а в некоторых местах «вихревым» течением некомпетентных слоев. Плутон частично состоит из габбро, но большей частью из монзонита, который замещает габбро, парагнейсы и мрамор. Площадь плутона около 15 квадратных миль; полосчатость вмещающей породы конформна с краем массива. Внутри плутона встречаются многочисленныe реликты вмещающей породы, и их полосчатость конформна по отношению к окружающей породе. Плутонны располагаются в одном ряду близко друг к другу. Уайне-Эдвардсом они рассматриваются как посторогенные, сформировавшиеся в зоне расширения без следов структуры течения. Синтектоническое внедрение считается невозможным ввиду отсутствия структур течения или постинтрузивной деформации.

### ФОРМИРОВАНИЕ ПЛУТОНОВ В СУБПРОВИНЦИИ ГРЕНВИЛЛ. КАНАДСКИЙ ШИТ

**Общее положение.** Субпровинция Гренвилл Канадского щита включает пояс шириной 250 миль и длиной более 1000 миль, состоящий преимущественно из одинаково сильно метаморфизованных пород и изверженных плутонов катазоны. В состав этой провинции входит выступ докембрийских пород района Адирондак в Нью-Йорке. Аналогичны породы пагорий Нью-Джерси. Район со многих точек зрения рассматривался в книге «Проблема Гренвилла» (Thomson, 1956). Определения возраста (Schlilber et Cumming, 1956; Eckelmann et Kulp, 1957) привели к выводу, что гранитные интрузии в серии Гренвилл, район Халибартон — Банкрофт, Онтарио, образовались 800—900 и  $1050 \pm 20$  млн. лет назад.

**Плутонны в серии Гренвилл Квебека.** Осборн (Osborne, 1947) обладал большим знанием геологии территории Квебек субпровинции Гренвилл;



нижеследующие положения основаны на его заключениях. Типичный район серии Гренвилл расположен внутри дежективной зоны. В пределах этой зоны интрузивы проявляют тенденцию располагаться конкордантно с гренвиллскими породами. Между дежективными зонами имеются широкие площади, характеризующиеся сланцеватостью, параллельной слоистостью и пологим падением. В дополнение к силам на этих площадях присутствуют батолиты грубозернистого гранита, секущие структуру вкрест простирания. Согласно Осборну, здесь наблюдается известная степень синтексиса, особенно в дежективных зонах, кроме того, могут отсутствовать некоторые члены нормальных осадочных серий, а на их месте могут появиться разновидности гранитной породы. По его мнению, преобладающим элементом синтексиса была, по-видимому, магма, но в некоторых участках гранито-гнейсы образовались вследствие гранитизации парагнейсов. По мнению Осборна (Osborne, 1936, стр. 426), в складчатом поясе Оттава большинство интрузивных массивов в общем обладают природой факолитов.

**Плутоны района северо-западного Адирондака, Нью-Йорк.** Ряд типов плутонов, сформированных в катазоне, хорошо представлен в серии Гренвилл северного Адирондака, штат Нью-Йорк, и выступа Канадского щита. Характерные структурные соотношения показаны на фиг. 15.

В северо-западной части района существует пояс около 25 миль шириною, в котором преобладают породы гренвиллской серии. Гранитные плутоны встречаются в виде факолитов аляскита интрузивного магматического происхождения, преимущественно в мраморе, и в виде пластовых залежей порфиробластового очкового гнейса, образованного главным образом путем метасоматоза биотит-кварц-плагиоклазового гнейса, переслаивающегося с мрамором. Большинство факолитов обладают осями, погружающимися под умеренными углами и параллельными главному простиранию осадочных пород; реже они приурочены к сводам и мульдам поперечных складок, погружающихся под прямыми углами к простиранию осадочных образований. На крайнем северо-западе факолит размещается в поперечной, погружающейся на юго-восток складке среди изоклиналино опрокинутых слоев с крутым падением на северо-запад. Несколько мелких факолитов вдоль северо-восточной половины юго-восточного края пояса Гренвилл также находятся в поперечных складках, погружающихся здесь на северо-запад. Факолиты, расположенные вдоль северо-западной и юго-восточной части пояса Гренвилл, находятся в зоне изоклиналино опрокидывания соответственно к северо-западу и юго-востоку и представляют собой гранобластические гнейсы. В центральной части пояса имеются, однако, факолиты с гнейсоидным мезопертитовым гранитом.

Псевдофаколит Хермон (фиг. 15, широта  $45^{\circ}25'$ — $44^{\circ}08'$ , долгота  $75^{\circ}15'$ — $75^{\circ}45'$ ) представляет крупнейшее тело псевдоинверженного порфиробластического очкового гнейса в поясе Гренвилл. Порода представляет собой преимущественно гнейс с глазками микроклина в равномернoзернистой гнейсовидной основной массе. Факолит обладает минимальной длиной в 35 миль и шириной — в 1—3 мили. Гранитный массив протягивается непрерывно на юго-западе вдоль погружающегося носа второстепенной антиклинали и мульды синклинали. Он сечет линии простирания полосы биотит-кварц-плагиоклазового гнейса почти от одной стороны — верхней (со стратиграфической точки зрения) части гнейса, до мрамора в основании. Наблюдаются все переходные формы между порфиробластами в биотит-кварц-плагиоклазовом гнейсе, в порфиробластовых шпихрах вмещающей породы в гранитном массиве и в однообразном очковом гранито-гнейсе. С факолитом ассоциированы также мигматитовые фации биотит-кварц-плагиоклазового гнейса. Гранито-гнейсы разнообразны



по составу. В связи с амфиболитами местами развивается сиенитовая фация. Все эти явления позволили прийти к выводу о метасоматическом происхождении гранито-гнейса. Присутствует связанный с ним равномернозернистый гранит, который считается по своему происхождению собственно магматическим. Имеется ряд тел неравномернозернистого гранита или гранито-гнейса, внедрившихся в мрамор в виде изолированных пластовых залежей. Они могут представлять ремобилизованный или частично анатектический материал, но для такого вывода мы не располагаем достаточно обоснованными доказательствами. Растворы, вызывающие метасоматическое развитие очкового гнейса, считаются связанными на глубине с магматическими массами.

Структура района, где преобладают изверженные и псевдоизверженные породы, а также ортогнейсы в юго-восточной части (фиг. 15), контролировалась антиклинальными складками и куполами гранобластового кварцевого сиенита и более древнего граносиенитового ортогнейса, которые служили относительно жесткими упорами. Метаморфизм и деформация этих пород вместе со слоями гренавиллской серии предшествовали формированию более молодых гранитных плутонов. Магмы, образовавшие кварцевый сиенит, древнее граносиенитовых пород и внедрились, образовав относительно полого залегающие пластовые залежи или полого падающие факолиты эпизоны или промежуточной эпи-мезозоны. Северо-восточная часть западной полосы ортогнейса составляет крыло антиклинали, опрокинутой на юго-восток; юго-западная часть представляет собой купол. Северная и восточная антиклинали ортогнейса служили постелью при формировании факолита более молодого гранита, хотя южная часть северо-западного крыла северной полосы ортогнейса местами срезается более молодым гранитом.

Наблюдается несколько синклинальных факолитов кварцево-микроклинового гранито-гнейса. Они представлены частично метасоматизированным биотит-кварц-плагноклазовым гнейсом (Buddington, 1957), а частично — кварц-микроклиновой породой магматического происхождения. Большая часть метасоматической породы силлиманитовая. Биотит-кварц-плагноклазовый гнейс того же типа, который был замещен при образовании порфиробластических очковых гнейсов в поясе Гренилл.

Таким образом, в юго-восточной части района комплекс сложен тектоно-пластическими куполами и ядрами антиклиналей гранобластического ортогнейса раннего периода, изверженными куполами, факолитами, а также пластовыми залежами и псевдофаколитами метасоматического гранито-гнейса (фиг. 15).

**Плутоны района Халибартон — Банкрофт, Онтарио.** Работы Адамса и Барлоу (Adams et Barlow, 1910) по изучению района Халибартон — Банкрофт, Онтарио, позволяют рассматривать его как классический пример для демонстрации некоторых особенностей формирования батолитов. Недавно были опубликованы уточненная карта (Горный департамент Онтарио, карта, 1957b) и пересмотренный очерк геологического строения района, составленный Хьюиттом (Hewitt, 1956, стр. 22—41).

Полоса интенсивно метаморфизованных пород северо-западнее бассейна Гастингс (фиг. 14) содержит мраморы и кремнистые мраморы, основные вулканические породы, превращенные главным образом в амфиболовые сланцы и гнейсы, метагаббро и метадиоритовые гнейсы, параамфиболиты и парагнейсы, содержащие силлиманит и гранат. Хьюитт описывает батолиты в сильно метаморфизованном комплексе пород как смесь из гранитного материала, варьирующего от гранито-гнейса до пегматита, тонко инъецирующего и замещающего парагнейсы и амфиболиты. Присутствуют многочисленные ксенолиты и шпилы, кроме того, обычно на-



блюдаются переходные гибридные фации смешанного происхождения. Большинство гранитных тел конкордантно с вмещающими породами; имеется множество признаков гранитизации и метасоматоза.

### ОБРАЗОВАНИЕ БАТОЛИТОВ, ПСЕВДОИЗВЕРЖЕННОГО ГРАНИТА В КАТАЗОНЕ

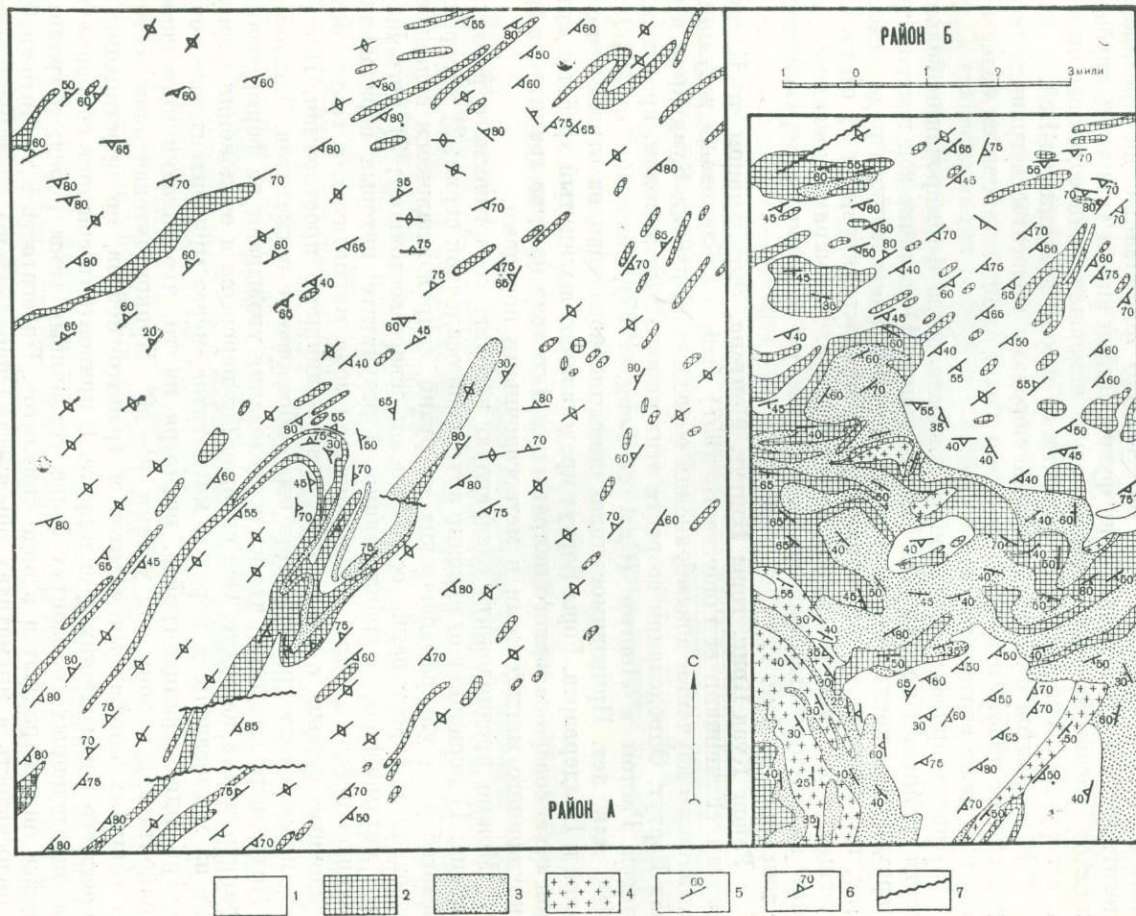
**Введение.** Выше обсуждалось расположение псевдофаколитов и пластовых залежей замещения в катазоне. Теперь будут рассмотрены некоторые примеры, представляющие развитие псевдоизверженного гранита в виде штоков и батолитов. Много таких примеров было описано из докембрия, особенно Канадского щита. Из ранних работ, в которых отстаивалось представление о формировании батолитов путем замещения и перекристаллизации, можно привести работы Куирка (Guirke, 1927), а также Куирка и Коллинса (Guirke et Collins, 1930). Из современных работ такого рода можно привести исследования Гаррисона (Harrison, 1949), Кристи (Christie, 1953), Робертсона (Robertson, 1953) и Стивена (Stewen, 1957), а также Эккельмана и Полдверварта (Eckelmann et Poldervaart, 1957).

Гаррисон (Harrison, 1949, стр. 34—39) описывал породы района Файл-Трэмпинг-Лейкс, Манитоба, и пришел к выводу, что на территории района гранитизация местами затрагивала все вулканические и осадочные образования и проявилась в региональном масштабе, а местами была достаточно интенсивной для образования гранита. Однако в дальнейшем он приходит к заключению, что имеются многочисленные доказательства наличия в больших количествах и магматического гранита.

Робертсон (Robertson, 1953) описал породы района Бэтти-Лейк, Манитоба. Он находит, что тела гранитоподобного гнейса встречаются здесь в виде массивов размера батолитов, штокообразных и силлообразных залежей и даек пегматитов. На аэроснимках наиболее крупные тела обнаруживают комплекс широко развитых складок, напоминающих складки осадочных образований, но в обнажениях они по своему составу оказываются гранодиоритами, тоналитами и гранитами с хорошо выраженной полосатостью и постепенными переходами в породы, видимо, осадочного происхождения. Робертсон заключает, что «гранитизация» начинается с развития альбит-олигоклаза в осадочных комплексах, образуя породы, закартированные как «гранитизированные» гнейсы, и продолжается дальше, выражаясь в более позднем развитии микроклина, в результате чего образуются тела гранитоидного гнейса, который в некоторых случаях может становиться мобильным. По мнению Робертсона, региональный метаморфизм и «гранитизация» в этом районе обусловлены близостью магматического вещества на глубине.

Для докембрия области Нортгейт, Колорадо, Стивен (Stewen, 1957) было детально описано развитие (в результате метасоматоза) кварц-монцитового гнейса и широкое образование жил гранитного пегматита. Вмещающая порода — роговообманковый гнейс, причем остатки его встречаются в изобилии в кварц-монцитовом гнейсе. Причиной метасоматоза являлись разбавленные кремнеземистые и содержащие щелочи растворы. Гнейс, по мнению Стивена, участками приобретал мобильность, перемещался как пластическая кристаллическая диапироподобная масса и образовал в результате воронкообразное тело с соответствующей ему полосатостью.

**Район озера Голдфилд-Мартин, Саскачеван.** Геологическая карта района озера Голдфилд-Мартин в Саскачеване весьма отчетливо демонстрирует явления, приводящие к выводу о формировании батолита путем



Фиг. 17. Два района докембрийских батолитов.

Катазона Канадского щита района Голдфилд-Мартин-Лейк, Манитоба, видоизменено по Кристи (Christie, 1953). Гранито-гнейс рассматривается Кристи как продукт преимущественно гранитизации с реликтами складчатой вмещающей породы в районе А и в верхней части района Б. Шток интрузивного гранито-гнейса со смещением слоев в нижней части района Б.

1 - гранито-гнейс, обычно с линзами или полосами амфиболита или кварцита; 2 - мафические породы; амфиболовый или биотитовый сланец или гнейс, частично с гранитным материалом; 3 - кварцит; 4 - доломит и доломитовый кварцит; 5 - простирание и падение слонстости; 6 - простирание и падение полосатости; 7 - сброс.



метасоматоза. Нижеследующее описание основано на данных Кристи (Christie, 1953), а на фиг. 17 приводятся два района, взятые с его карты. Более 50% площади на карте района озера Голдфилд-Мартин слагается комплексом гранитов, гранито-гнейсов и гранитоидного гнейса. Кристи приходит к выводу, что граниты сформировались главным образом путем гранитизации и процесса замещения, хотя отдельные мелкие тела, как, например, гранит Маккинтош-Бей, могли внедриться в виде магматического расплава. Шток Маккинтош-Бей показан в нижней части площади *Б* на фиг. 17, и Кристи описывает его как гнейсо-гранит со следами надвига в процессе внедрения в сторону вмещающей осадочной толщи. Полосатость гранитов у контактов повсеместно параллельна последним. Внутри штока полосатость обладает грубо эллиптическим планом, а линейность обнаруживает падение на юго-восток под углом около 35°.

Кристи утверждает, что, хотя контакты гранитных пород с амфиболитом резкие, с кварцитами они обычно постепенные на протяжении десятков, сотен или даже тысяч футов. Дайки силлы типичного грубозернистого пегматита встречаются редко, исключая метаосадочные породы к северу и северо-западу от гранитного штока Маккинтош-Бей.

У контактов с метаосадочными породами полосатость гранитных пород падает полого и почти полого, но вдали от них становится более крутой или даже вертикальной.

Кристи приводит следующие доказательства формирования большей части гранитных пород путем гранитизации: 1) наличие зон постепенных переходов на контакте с кварцитом, 2) признаки сложного ряда замещений, выявленных путем интерпретации микроструктуры, и 3) отсутствие смещения большинства реликтовых структур. Примерами последнего служат включения вырисовывающие скелетную складку в верхней части площади *Б* на фиг. 17.

**Район Куад-Крик, горы Бэртут, Монтана.** Эккельманом и Полдервартом (Eckelmann et Poldervaart, 1957) были опубликованы результаты детального изучения докембрийских образований района Куад-Крик в горах Бэртут. Определение возраста этих пород Rb/Sr методом, производившийся Гастом и Лонгом (Gast et Long, 1957), показали от 2730 до 2800 млн. лет. Приводимое ниже описание извлечено из отчета Эккельмана и Полдерварта. Горы Бэртут представляют вытянутый хребет с длинной осью северо-западного направления и состоят из ядра гранито-гнейса, окруженного мигматитами и метаосадочными породами.

Можно предположить следующую историю геологического развития района: 1) первичное отложение архейской осадочной серии; 2) внедрение метагаббро и ультрамафических интрузий, сопровождавшееся складкообразованием (простиранне осей складок северо-восточное); 3) региональный метаморфизм и гранитизация, в результате которых образовались гранито-гнейсовое ядро и окаймляющая зона мигматитов, а также метаосадочные породы с контактами северо-западного простиранья. Последним проявлением гранитизации было образование пегматитов. Эккельман и Полдерварт полагают, что их исследования указывают на формирование гранито-гнейса на месте. Оси складок без перерыва и отклонения переходят из метаосадочных пород и мигматитов, через приконтактовые зоны, внутрь ядра гранито-гнейса, несмотря на то, что складки пересекают приконтактовую зону под углами 40—50°. Приконтактовая зона состоит из секущих апофиз мигматитов и гранито-гнейсов, по простиранью и вкрест его переходящих друг в друга. В приконтактовой зоне сохранились на определенных горизонтах более устойчивые типы пород; в гранито-гнейсе они сохраняются в виде сквалитов. Полосатость в гранито-гнейсе и полосчатость в мигматитах повсеместно параллельны плоскости мета-



осадочных пород. Эккельман и Полдверт полагают, что явления роста, обнаруживаемые цирконами различных пород, также выявляют аутохтонное образование гранито-гнейса при температурах, вероятно, около 500—600° С. Гранитизация, по их мнению, вызывалась миграцией щелочных водных растворов в течение длительного архейского цикла термальной деятельности. Нижеследующие положения взяты также из их описания и из устного сообщения Полдверта. Породы ядра в основном состоят из гранито-гнейса, частично обнаруживающего полосчатость, с многочисленными прослоями мигматита и метаосадочных пород. Цирконы окатанного типа с зонами нарастания и отростками. Эвгедральные цирконы содержатся главным образом в более гомогенных гранитных фациях. Породы приконтактной или переходной зоны представлены мигматитами и гранито-гнейсами, а также некоторыми метаосадочными породами. Приближающиеся к гомогенным гранитным фациям содержат цирконы, сходные с цирконами ядра, в то время как цирконы менее гомогенных участков сходны с цирконами пород окружающей зоны. Породы этой зоны в основном состоят из мигматитов, связанных с ними метаосадочных разностей и отчасти из гранито-гнейсов. Цирконы присутствуют в виде просто окатанных зерен, окатанных с зонами нарастания и окатанных с отростками. Первые два типа встречаются почти в одинаковом количестве. Таким образом, в трансформации цирконов в ходе гранитизации существует последовательность. Ядро блока Бэртут состоит преимущественно из розового лейкократового гранито-гнейса с тоналит-гнейсом, развитым в направлении приконтактной зоны мигматитов.

Авторы подчеркивают, что в установлении гипотезы метасоматического происхождения полевые наблюдения играют решающую роль. Однако, поскольку здесь имеет значение только одна структура, может быть поставлен вопрос о следующем альтернативном положении. Мог ли плутон внедриться между синклинальными пластами вмещающей породы в виде клиньев магматической породы, которые были относительно толстыми на юге и тонкими на севере, так что образовалось заметное сжатие этих клиньев вдоль псевдодискордантной границы между гранитным ядром и смешанными породами? Дальнейшее развитие гранитизации должно было бы сопровождаться образованием магмы.

### СЛОЖНОЕ СТРОЕНИЕ ДОКЕМБРИЙСКИХ ПЛУТОНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

**Общие сведения.** Докембрийские плутонические комплексы значительного размера в каком-нибудь районе обычно включают комплекс гранитных плутонов, сформировавшихся в различное время и в различных зонах. Андерсон, Шольц и Стробелл (Anderson, Scholz et Strobell, 1955) описали докембрийский комплекс района Багдад в Аризоне, где в докембрийских сланцах (метаморфизованных в средней степени) наиболее ранние интрузивные члены являются эпизональными плутонами риолитового и аляскитового порфира, за которыми следовали мезозональные плутоны (возраст 1600 млн. лет). Сходные соотношения описал Каллиокоски (Kalliokoski, 1952) в районе Уэлдон-Бей, Манитоба, где докембрийский эпизональный шток тонкозернистого гранодиорита с краевой фацией порфиривидного кварцевого латита сочетается с более молодыми докембрийскими интрузивными телами батолитового типа мезозоны или катазоны, которые обусловили образование мигматитов в прилегающих сланцах.

**Пояс Гренвилл.** Автор подсчитал, что более трети изверженных пород (включая ортогнейсы) района Адирондака, где развиты гренвиллские образования, принадлежат к ряду кварцевый сиенит — граносиенит, кото-



рые сходны с породами, образующими ядра тектоно-пластических куполов и антиклиналей (фиг. 15). Полагают, что они первично сформировались в наиболее глубокой части эпизоны, хотя в настоящее время большая часть пород относится к гранулитовой фации метаморфизма. Более молодой, вероятно на 100—200 млн. лет, гранит составляет 40—50% изверженных пород и сформировался в катазоне.

Гренилльская субпровинция в районе Халибартон — Банкрофт (фиг. 14) включает пояс — бассейн Гастингс — около 20 миль шириною, в пределах которого развиты породы от низкой до средней степени метаморфизма со штоками, обладающими характерными особенностями мезозоны, в противоположность расположенным по обе его стороны широким поясам в высокой степени метаморфизованных пород с плутонами катазоны. Породы района бассейна Гастингс частично относятся к серии Гастингс, которая, по представлениям некоторых геологов, моложе серии Гренилл, а по представлениям других — входит в состав этой серии. Хьюитт (Hewitt, 1956, стр. 30) пишет, что

«бассейн Гастингс состоит из толщ пород от низкой до средней степени метаморфизма, включающих сланцы, аргиллиты, голубые известняки с ясно выраженной слоистостью, кристаллические известняки и вулканические породы. Хорошо сохранились структуры осадочных и вулканических пород, а именно перекрещивающаяся слоистость, варьирующая зернистость и подушечные лавы».

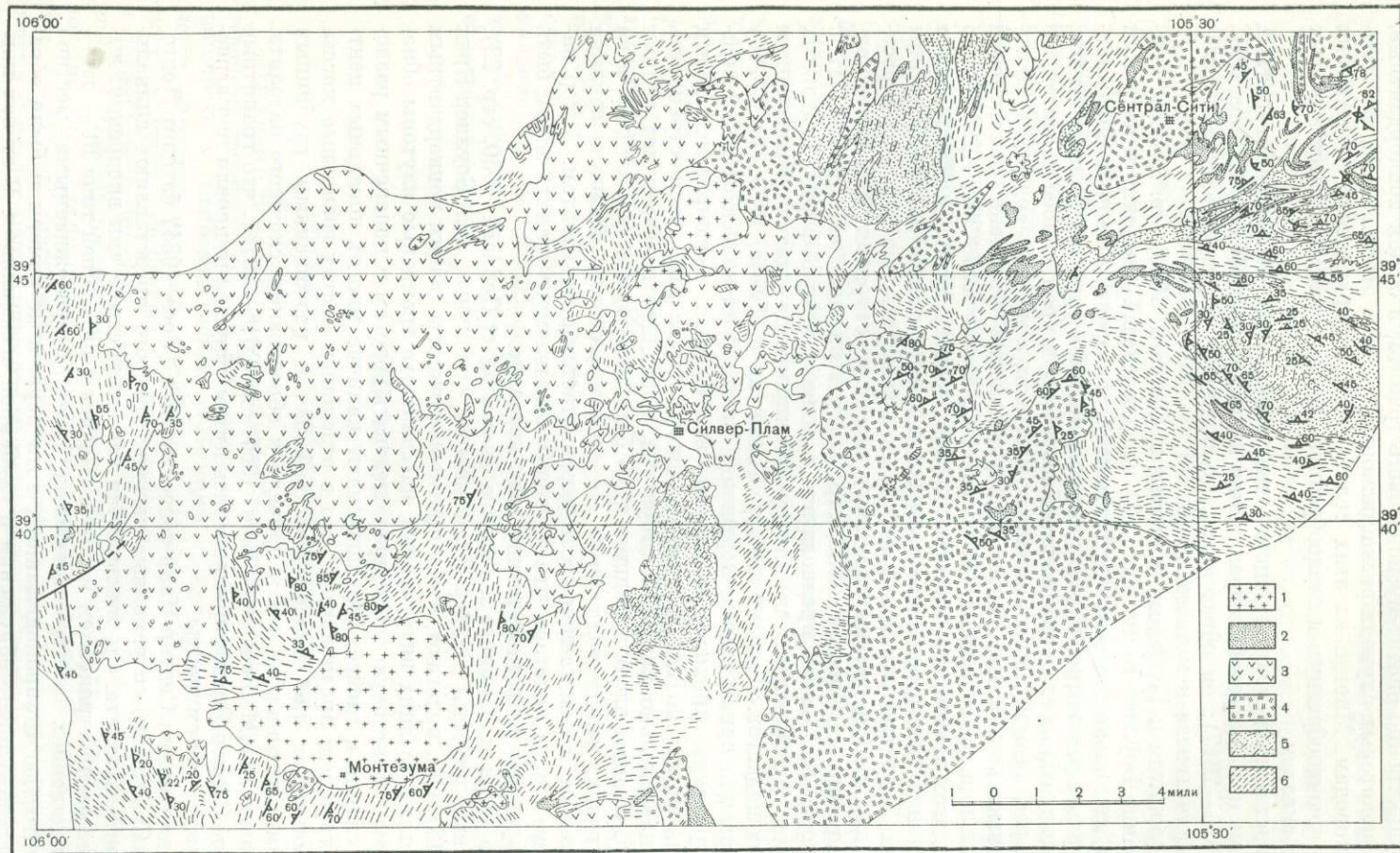
Основные лавы часто принадлежат к хлоритовой фации низкой степени метаморфизма. Хьюитт описывает гранитный шток Делоро как состоящий из тонко- до среднезернистого гранита с резкими контактами и гранитный шток Мак-Артурс-Миллс как сложенный массивным грубозернистым гранитом с неправильными очертаниями и дискордантными структурными соотношениями с вмещающей породой. Таким образом, интрузивные плутоны серии Гастингс имеют как конкордантные, так и дискордантные контакты, а многие обладают характерными для мезозоны ореолами контактового метаморфизма. Автор настоящего обзора отмечает, что метасоматическое железорудное месторождение Мармора сложено магнетит-широкосеновым тактитом, нормальным для верхней части мезозоны и непохожим на характерные магнетитсодержащие скарны в гренилльских породах катазоны.

**Передовой хребет Колорадо.** Отдельные части докембрийских комплексов в Передовом хребте Колорадо подверглись детальному изучению и представляют превосходный пример комплексов сложного строения.

Древнейшие вмещающие породы района в настоящее время состоят из интенсивно метаморфизованных биотит-силлиманитовых сланцев кварц-биотитовых гнейсов и сланцев, кварцитов, роговообманковых гнейсов и амфиболитов. Силлиманитсодержащие породы включают большое количество жил аплита и пегматита.

Плутоны катазоны хорошо представлены телами кварц-монзонитового гнейса (фиг. 18). Ловринг и Годдар (Lovering et Goddard, стр. 23) описывают эти породы как конкордантные и почти повсеместно параллельные полосчатости вмещающих пород, с хорошо развитой гнейсовой текстурой, тесно связанные с линзовидными телами пегматита и с интенсивной инъекцией типа *lit — par — lit* ксенолитов сланца, в известной мере ассимилированных. Следует также отметить, что в немногих милях к юго-востоку от Централ-Сити кварц-монзонитовый гнейс обладает типичным катазональным факолитовым соотношением со сложной изоклиальной синклиной структурой внутри роговообманкового гнейса. Факолиты, встречающиеся западнее среди сланцев округа Фриленд-Ламартин, опи-





Фиг. 18. Геология части Передового хребта, Колорадо.

Третичные штоки сформированы в эллизоге, гранитный батолит Силвер-Плам — в мезозоге, гранитный батолит Боулдер-Крик — в промежуточной мезо-катазоге и штоки и факолиты кварц-мондонитового гнейса в катазоге. Видоизменено по карте Ловринга и Годдара (Lovering et Goddard, 1950).  
 1 — третичные интрузивы; 2—6—докембрий; 2—пегматит; 3—гранит Силвер-Плам; 4—гранит Боулдер-Крик, гранито-гнейс и гнейсовый аплит;  
 5—кварц-мондонитовый гнейс и гнейсовый пегматит; 6—преимущественно сланцы и отчасти роговообманковый гнейс.



саны Гаррисоном и Уэллсом (Harrison et Wells, 1956, стр. 54) как тела преимущественно биотит-мусковитового гранита, в общем конкордантные, хотя в некоторых случаях резко дискордантные по отношению к вмещающим породам. Многие из этих тел в своих поверхностных очертаниях имеют крючкообразную и серпообразную форму и располагаются в осевых частях складок.

Родственный кварц-монцитовый гнейс горы Моррисон, вероятно, частично насыщен слабо выраженным пегматитом (M. Boos et C. Boos, 1957, стр. 2615—2617); он образовался, по-видимому, в результате гранитизации (палингенеза и метасоматоза).

Ловрингом и Годдаром (Lovering et Goddard, 1950, стр. 25—26) описан гранит Боулдер-Крик (фиг. 18) как кварцевый монцитит и натровый гранит, несколько более молодой и менее метаморфизованный по сравнению с ранее рассмотренным кварц-монцитовым гнейсом. Далее пишется, что гранит обладает первичной гнейсовой структурой, слабее развитой, но все же различимой в ядрах крупных массивов, а местами содержит многочисленные ксенолиты, редко обнаруживающие признаки интенсивной ассимиляции. Утверждают (M. Boos et C. Boos, 1957, 2616—2617), что в Передовом хребте не существует другого гранита, который обусловил бы образование такого большого количества даек и силлов аплита. Плутоны гранита Боулдер-Крик большей частью конформны, но местами пересекают полосчатость вмещающих пород вкрест простирания. Ловринг и Годдар (Lovering et Goddard, 1950, стр. 52) утверждают, что полосчатость и линейность заставляет предполагать воронкообразную форму отдельных плутонов, расширяющихся кверху и сопровождающихся образованием боковых надвигов. Ловринг и Туэто (Lovering et Tweto, 1953, стр. 8—16) на основании ориентировки первичной плоскостной полосчатости и линейной структуры приходят к выводу, что батолит формировался путем подъема магмы по центральному каналу, откуда она распространялась вверх параллельно линейной структуре, падающей на север под углами 40—60°. Сланцы вдоль западного края батолита падают под батолит, а на севере гранит падает под сланцы. Полосчатость сланца обычно конформна с контактом, а сам сланец тесно переплетается с пегматитом. Автор настоящего обзора полагает, что плутоны описываемого гранита могли быть сформированы в промежуточной мезо-катазоне.

По данным Ловринга и Годдара (Lovering et Goddard, 1950, стр. 28), гранитные плутоны Силвер-Плам моложе гранитных тел Боулдер-Крик (фиг. 18). Они полагают, что в противоположность общим конкордантным очертаниям древних интрузивных массивов эти гранитные плутоны обнаруживают отчетливую тенденцию следовать сбросам и поперечным разломам в сланце и гнейсе. Они допускают наличие многих локальных центров интрузии и предполагают, что в отдельных местах гранитные массы, поднимавшиеся по относительно небольшим разобленным глубинным каналам, сливались вместе и привели к образованию сложного батолита. Предполагают (M. Boos et C. Boos, 1957, стр. 2616—2618), что гранитные плутоны Силвер-Плам формировались путем обрушения кровли под агрессивным действием магмы.

С плутонами Силвер-Плам сопоставлялся (Boos, 1934) батолит Лонгс-Пик — Св. Врейн, современные выходы которого представляют апикальные части батолита. Он описывается как «пиниевый» тип внедрения, вызванный распространением магмы в стороны и инъекцией типа *lit — rag — lit* прилегающих и перекрывающих слоев, сопровождаемыми местной складчатостью и опрокидыванием, хотя первичные камеры и были образованы в результате обрушения и глубинной ассимиляции. В стенах цирков высотой в 3000—3500 футов наблюдается постепенный переход от



сланца и гнейса в верхних частях, через почти горизонтальные пласты сланца, разделяющие мощные пластовые залежи гранита, к массивному граниту с небольшим количеством сланца — в нижних частях стен и днищах цирков.

Гранитные плутоны Силвер-Плам — превосходный пример того, что только верхняя часть, когда она наблюдается, служит образцом формирования в промежуточной мезо-катазоне, в то время как более глубокие части плутона обладают характерными диагностическими чертами нормальной мезозоны.

Немногие дискордантные интрузивные штоки третичного возраста, сформированные в эпизоне, увеличивают сложное строение комплекса Передового хребта Колорадо.

**Округ Макензи, Северо-Западные территории.** Комплексы батолитов округа Макензи, Северо-Западные территории, Канада, описаны Гендерсоном (Henderson, 1948) как состоящие из архейских и протерозойских интрузивных тел, каждое из которых отличается большими размерами. Архейские батолиты внедрились в серию метаосадочных и метавулканических пород, но во многих местах несогласно перекрываются серией смятых в складки протерозойских образований с базальными конгломератами. Протерозойские образования в свою очередь интродуцированы гранитными батолитами. Как древние, так и более молодые группы включают породы, метаморфизованные в низкой степени. Механизма формирования батолитов Гендерсон не рассматривал. Однако автор обзора отмечает, что комплексы архейских батолитов, по крайней мере частично, обнаруживают (Геологическая служба Канады, карта 581А) куполообразное строение, а более древние интрузивные массивы сопровождаются хорошо развитыми мигматитовыми фациями. Эти комплексы могут относиться к промежуточной мезо-катазоне. Протерозойские интрузивные тела частично (Геологическая служба Канады, карты 1024А и 1024В) секут вмещающие породы в поперечном направлении и могут относиться к мезозоне. Протерозойские граниты (Henderson, 1948, стр. 47—48) описываются как частично ассоциирующиеся с порфиром, который местами, по-видимому, постепенно переходит в гранит и генетически с ним связан, хотя иногда сечется гранитом с резкими контактами. Гендерсон пишет, что не было найдено метода, позволяющего различать один гранит от другого, исключая те участки, где могут быть установлены их решающие структурные взаимоотношения.

## ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

### ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ СООТНОШЕНИЯ

Изучение литературы о плутонах Северной Америки приводит к следующему выводу. Плутоны, сформированные в эпизоне, особенно «субвулканические», непосредственно связанные с вулканическими породами, могут, вероятно, относиться к группе атектонических или посттектонических, плутоны мезозоны — к посттектоническим или пост-, а иногда к позднекинематическим, а плутоны катазоны, по крайней мере в основном, — к синтектоническим и синкинематическим. Плутоны эпизоны должны быть также отнесены, по определению Уолтона (Walton, 1955, стр. 8—11), к «дисгармоническому» классу, для которого характерен резкий контраст между энергетическими уровнями гранита и вмещающей породы, о чем свидетельствуют проявления контактового метаморфизма.



Выходящие на поверхность плутоны мезозоны целиком расположены в поясах эвгеосинклинальных пород, хотя в общем они посттектонические. Плутоны же эпизоны встречаются, однако: 1) в эвгеосинклинальных поясах; 2) в поясах многоэосинклинальных пород и в пределах такой структуры, как Сьерра-Мадре-Ориенталь в Мексике (ср. Консепсьон-дель-Оро, фиг. 6); 3) в поясах Колорадо, Нью-Мексико и южной Аризоны, в Скалистых горах, окружающих плато Колорадо, где осадочные породы относятся к образованиям типа материковой или внутрикратоновой геосинклинали или же шельфового типа, а интрузии приурочены к зонам сбросов и поднятий (плутоны Хановер, Санта-Рита и Орган-Маунтин в Нью-Мексико). Эпизональные плутоны могут также встречаться в поперечных поясах, таких, как Боулдер — Сан-Хуан в Колорадо (фиг. 5), а также пояс, включающий батолит Боулдер в Монтане и протягивающийся на северо-восток от этого батолита. Местами толщи палеозойских и мезозойских осадочных пород могут быть настолько маломощными, что на поверхность выходят третичные интрузии, залегающие среди докембрийских пород. Третичные эпизональные плутоны Каскадных гор Орегона находятся в чрезвычайно слабо нарушенных третичных лавах, а в Каскадных горах Вашингтона — в лавах и смятых в складки осадочных толщах третичного возраста. Возникает вопрос, переходят ли на глубине (за пределами эвгеосинклинальных поясов) эпизональные плутоны в мезозональные. Юинг и Пресс сообщают (Ewing et Press, 1957), что толщина земной коры в пределах Канадского щита и центральной части Внутренних Равнин составляет 35 км, в то время как на западе Великих Равнин и в провинции Бассейнов и Хребтов она равняется 40—45 км, а в области Скалистых гор — 50—55 км. Это допускает возможность связи третичных плутонов провинции Бассейнов и Хребтов, а также Скалистых гор с глубинными процессами. Мезозональный батолит может находиться в древней орогенической эвгеосинклинальной структуре, и в том же самом районе он может быть сформирован в связи с развитием многоэосинклинали или структуры другого типа.

Общее обсуждение гипотез образования гранитов путем гранитизации было опубликовано Перреном и Рубо (Perrin et Rouboult, 1949) и Перреном (Perrin, 1954).

Диксон (Dickson, 1958, стр. 35) полагал, что внедрение магмы может происходить с помощью процесса, который он называет «зональным плавлением». Этот процесс включает кристаллизацию основания магматического бассейна, сопровождаемую выделением скрытой теплоты, которая вследствие подъема летучих компонентов (главным образом  $H_2O$ ) частично переносится в верхнюю часть бассейна, где вызывает расплавление кровли. Дифференциальная концентрация летучих компонентов в верхней части магматического бассейна происходит в результате стремления этих веществ перемещаться в направлении зон более низкого давления и температуры. Остается определить количественное значение эффективности такого механизма формирования. Это проблема адекватного времени и подходящих физических условий. При благоприятных условиях этот способ может являться дополнительным фактором в усилении интенсивности дифференциальной инкорпорации породы с легкоплавкими составными частями, что в свою очередь повышает потенциальность обрушения кровли и увеличивает интенсивность других процессов в кровле мезозональных батолитов.

Рейнольдс (Reynolds, 1958) в выразительной форме изложила стимулирующую гипотезу, которая состоит из комбинации процессов гранитизации, диапирного поднятия на глубоких уровнях с перемещением



материала на более высоких уровнях коры, вызванного увеличением текучести и образованием магмы. Она пишет:

«По мере того как диапир поднимается, породы, которые на низком структурном уровне являются явными мигматитами, все более и более гомогенизируются вследствие механического перемешивания, вызванного наложенными движениями (Бегман), и химических превращений (с соответствующими выносом, привносом и перекристаллизацией). Таким образом, мигматиты, поднимаясь в виде диапира, постепенно превращаются в вебулиты (Седекхольм) и в конце концов в гомогенный гранит. Если перекристаллизация продолжается, то, как и в соляных диапирах, все следы движения утрачиваются» (Reynolds, стр. 382).

«Однако до сих пор следы плавления и появления кислых вулканических пород были установлены только там, где гранитные диапиры достигали зоны разлома» (Reynolds, стр. 384).

Если автор правильно понимает эту гипотезу, то она включает два допущения, которые должны быть соответствующим образом доказаны: 1) что имеется достаточное время для диффузии потока горячего вещества вверх через диапир и 2) что в верхней зоне должно происходить нечто, вызывающее увеличение энергии, достаточное для повышения температуры твердого материала до точки плавления и для соответствующей компенсации скрытой теплоты плавления, необходимой для образования магмы. Автор обзора считает целесообразным постулировать, что горячее вещество, проникающее из глубины сверху, скорее должно способствовать расплавлению гранитного материала в регионально высокотемпературной катазоне, чем во много раз более холодных верхних зонах. Гипотеза магматического состояния от глубин до поверхности обладает преимуществами при объяснении процессов гомогенизации и систематически наблюдаемых изменений состава различных членов сложных батолитов и деталей их строения. Однако попытка остановиться на такой гипотезе, как гипотеза Рейнольдс, несомненно, привела бы нас к новым представлениям.

Эпизональные штоки и батолиты были, с одной стороны, внедрены путем оседания цилиндрического блока с 360-градусными кольцевыми разломами (плутон Оссипи, Нью-Гэмпшир), а с другой стороны, путем обрушения кровли в виде угловатых блоков (восточная часть плутона Нортгейт, Колорадо). Для большинства плутонов оседание блоков требует наличия как сводообразной трещиноватости, так и трещиноватости, пересекающей блоки под углом. Развитие процесса оседания или обрушения кровли не связано с глубиной. Одним из факторов энергичного глыбового обрушения кровли, противостоящего возможному оседанию, может являться преобладающая тенденция магмы приподнимать кровлю, что сопровождается раздроблением и обрушением последней. Эта проблема нуждается в изучении.

### ПРЕОБЛАДАНИЕ В ПЛУТОНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ МЕЗОЗОНАЛЬНЫХ БАТОЛИТОВ

Огромный общий объем батолитов вместе с тесно ассоциированными с ними породами высокой степени метаморфизма в составе плутонических комплексов орогенных поясов наводят на мысль о весьма глубокой эрозии и о формировании батолитов в катазоне. Однако это справедливо только отчасти, так как большая часть батолитов большинства орогенных поясов была сформирована в мезозоне (включая промежуточную мезо-катазону).



Во всем Канадском щите существует только один хорошо установленный *великий пояс* в высокой степени метаморфизованных пород и ассоциирующихся с ними интрузивных тел. Это пояс пород гренвиллского типа, вытянутый более чем на 1000 миль от Лабрадора до Пенсильвании при ширине, превышающей 250—300 миль. Он содержит породы, частично относящиеся к гранулитовой фации, и характеризуется также повсеместным развитием анортозитовых плутонов крупных размеров. По современным определениям, возраст гранитных интрузивных тел колеблется между 900—1100 млн. лет. По крайней мере часть пояса докембрийских пород Скалистых гор, а именно в Монтане, Вайоминге и Колорадо, может быть аналогом пояса Гренвилл. В состав этого пояса входят гранитные породы возраста 2700—2800 млн. лет и тела анортозитов.

Однако батолиты нижеследующих поясов были сформированы главным образом в мезозоне: Киватинская провинция шириною более 250 миль с породами, интродуцированными гранитными пегматитами возраста 2500 млн. лет; пояс Йеллоунайф Северо-Западных территорий с пегматитами возраста по крайней мере 1850 млн. лет; Передовой хребет Колорадо с некоторыми гранитными плутонами возраста около 1000 млн. лет; пояс около 200 миль шириною, пересекающий в поперечном направлении Ньюфаундленд, с плутонами акадского возраста и зона юрско-меловых батолитов около 350 миль шириною в Аляске и Британской Колумбии. Интенсивность регионального метаморфизма, которая обнаруживается породами, наиболее удаленными от главнейших интрузий, относится преимущественно к фации зеленых сланцев с локальными зонами ставролит-кианитовой субфации. Силлиманитовые фации приурочены главным образом к зонам пород, примыкающих к крупным плутонам или к группам плутонов.

#### КРИТЕРИИ ГРАНИТИЗАЦИИ ШИРОКОГО МАСШТАБА

В литературе было описано несколько примеров, в которых допускалось, что гранитизация широкого масштаба привела к образованию батолитов. Одна из трудностей доказательства гранитизации состоит в том, что почти все критерии являются предметом противоречивых толкований. Большая часть переработанной породы представляет лейкократовый гранит, по составу приближающийся к экспериментально установленному отношению между главными минералами, которые возникают при минимальных температурах с  $H_2O$  в растворе. Все же должна быть предложена гипотеза, отвечающая следующему требованию: почему замещение щелочно-кремнекислыми растворами различных пород в открытой системе должно завершаться образованием лейкократового гранита, который по составу приближается к экспериментально определенному и является котектическим. Зоны нарастания или отростки на окатанных цирконах могут развиваться и в контаминированной магне, также как и в процессе гранитизации метаосадочных пород на месте.

Давно известна проблема правильной интерпретации значения длинных тонких полос вмещающей породы, появляющихся в виде линейно вытянутых лоскутов или в виде следов скелетных складок в батолитах (Lawson, 1894, стр. 296). Скелетная складка, которая вырисовывается обломками метаизвестняков в батолите пика Харни, рассматривалась Раннером (Runner, 1943, стр. 449—453) как ксенолит в интрузивном граните, тогда как длинная тонкая залежь метаизвестняка в граните на крыле синклинали Клар-Ривер, по мнению Амброза и Бёрнса (Ambrose et Burns, 1956), представляет реликт первичной породы в гранито-гнейсе гранитизационного происхождения. Метаосадочные породы, которыми вы-



рисовываются скелетные складки в районе озера Голдфилд-Мартин, рассматриваются Кристи (Christie, 1953), так же как реликты первичной породы в батолите гранито-гнейса, образовавшегося в результате гранитизации. Но автор настоящего обзора должен заметить, что, согласно показанным на карте соотношениям, если не определено устанавливается, то по крайней мере не кажется исключенным факолитовое магматическое внедрение (фиг. 17). Складчатые залежи и тонкие пласты амфиболита в гранитных факолитах северо-западного Адирондака рассматриваются Баддингтоном (Buddington, 1929) как ксенолиты в граните магматического происхождения, в то время как скелетные складки, которые вырываются залежами роговообманкового гнейса близ Нортгейта в Колорадо, объясняются Стивеном (Steven, 1957) как реликты первичной породы, сохранившиеся в кварцевом монцоните гранитизационного происхождения. Многие современные авторы в противоположность ксенолитовому подчеркивают скиалитовое происхождение подобных образований. Однако широко развитые тонкие залежи вмещающей породы встречаются в изверженных силлах (Eckel et al., 1949, табл. 2), лакколитах и штоках (Murthy, 1957, стр. 94). Условия формирования в катозоне интенсивные и синтетонические; представляется вероятным, что здесь должно быть облегчено конформное внедрение. Метаосадочные включения в виде реликтовых или скелетных складок в гранито-гнейсе не обязательно «скиалиты», но их можно рассматривать возникшими в связи со сложным факолитовым механизмом магматического внедрения во вмещающую породу, которая обладает сложными складками, будинажными структурами и пластами, то более утолщенными, то суженными в результате дифференциального пластического течения. Следует полагать, что внедрение магмы должно в известной мере сопровождаться процессом гранитизации, частичным расплавлением легкоплавких составных частей вмещающей породы и гибридацией. Наличие явлений срезания части некоторых пластов может быть вызвано при этом выдавливанием и смещением в сторону в процессе пластического течения, также как и неправильным замещением. Таким образом представляется вполне вероятным, что метаосадочные породы, присутствующие в виде полос или скелетных складок в граните или гранито-гнейсе, могут быть и ксенолитового происхождения в магматическом граните и скиалитами в метасоматическом гранито-гнейсе.

Приводились доказательства того, что формирование части батолитов путем гранитизации сопровождалось увеличением объема, вызывавшим направленную наружу деформацию стен, как результат привноса нового материала. Барт (Barth, 1947, стр. 181) приходит к выводу, что батолит Биркеленд в Норвегии с конформными контактами является «петробластом», образовавшимся в результате привноса нового вещества в виде «облака ихора или мигрирующих понов». Эртель (Oertel, 1955, стр. 45) считает шток Лох-Дун в Шотландии увеличившимся в объеме на 34%. Он пишет: «Плутон образовался в результате метаморфизма с привносом нового материала пневматолитическими растворами и путем перераспределения вещества в результате метасоматоза» (Oertel, 1955, стр. 81). Вдоль большей части своего контура плутон Лох-Дун обладает дискордантными контактами. Насколько известно автору, ни для одного из североамериканских плутонов еще не высказывалось предположение о раздвигании стен в результате гранитизации, возможно, потому, что в результате изучения сотен минеральных месторождений, где имел место привнос нового вещества, было получено мало доказательств подобного явления или совсем не получено их.



## ФОРМИРОВАНИЕ ПЛУТОНОВ В ЭПИЗОНЕ И МЕЗОЗОНЕ

Потоки лавы, признаваемые всеми как магматические образования и обладающие крупными объемами (в противоположность размерам иона), могут рассматриваться в качестве веского основания для экстраполяции соответствующего магматического происхождения большинства плутонов эпизоны.

Обычно наблюдающееся гомофановое строение, локальное развитие миаролитовой или афанитовой текстуры и допускаемая генетическая связь с лавами сходного состава, ассоциирующимися во времени и пространстве, — все это показывает, что третичные плутоны внедрялись в виде магм, большей частью или полностью жидких. «Кочующие» из глубинных зон ксенолиты и отсутствие структуры течения во вмещающей породе вынуждают признать перемещение материала некоторых плутонов из глубины в жидком состоянии. Магма третичных плутонов в начальные стадии была в достаточной степени жидкой для того, чтобы образовывать потоки лавы. На более поздних стадиях, после подъема в более высокие и низкотемпературные зоны накопившихся вулканических масс, при низких давлениях и частичной кристаллизации должна произойти потеря летучих, а магма сделаться достаточно вязкой для того, чтобы «осесть» (*«set»*) в массе (*en masse*) до достижения поверхности.

Многие геологи обращали внимание на развитие крутопадающей сланцеватости, часто с субвертикальной линейностью, как в периферической части вмещающей породы, так и в краевых фациях плутонов, например, в большинстве плутонов мезозоны и многих плутонах промежуточной эпи-мезозоны. В связи с этим они приходили к выводу, что внедряющееся вещество должно было являться сильно вязкой или диапироподобной массой, в какой-то мере или в большей своей части кристаллизованной, поднимающейся вверх и раздвигающей стены. Это, вероятно, справедливо для большинства кварц-диоритовых фаций, слагающих внешнюю часть многих плутонов. Такой кварцевый диорит обоснованно рассматривается как продукт инкорпорации вмещающей породы собственно гранитной магмой, и поэтому он, по-видимому, частично выкристаллизовался. В дальнейшем центральная интрузия магмы могла вызывать расширение, деформацию и выпирание кверху частично или почти полностью затвердевших ранних фаций. В некоторых плутонах мезозоны направленное вверх движение в краевых зонах продолжается на протяжении самых последних стадий консолидации и даже в твердом состоянии.

Эти признаки вязкости магмы в краевых зонах не исключают, однако, возможности того, что в начальные стадии внедрения магмы в мезозоне она местами даже могла быть достаточно жидкой, но такое состояние ее не обязательно для более поздних ядер плутонов.

Даже конформная сланцеватая структура в зонах контакта мезозональных плутонов не всегда указывает на развитие в результате внедрения вязкой магмы. Дёррелл (Durrell, 1940) проводил систематическое изучение контактового метаморфизма в южной части Сьерра-Невады и обратил внимание на то, что в контактовых зонах с гранитом метаосадочные филлиты и сланцы могут просто становиться более крупнозернистыми, но сохранять первичную сланцеватую текстуру как остаточную. Таким образом, если вещество плутона мезозоны в ранние стадии было жидкой магмой, то мы не обязательно должны ожидать образования роговика из метаосадочных филлитов, а если он образуется, то впоследствии может исчезнуть в результате обрушения. Следует также отметить, что роговик, отличный от сланца, встречается в боковой породе некото-



рых мезозональных плутонов. В последующие стадии магматического внедрения ранний роговик может быть сам частично деформирован.

Большая часть гнейсовидного гранита не обнаруживает раздробления и протокластической структуры в том объеме, которого следовало бы ожидать, если бы течение происходило в позднюю стадию консолидации. Свободно взвешенные кристаллы в раннюю стадию кристаллизации могут быть ориентированы течением, и эта ориентация может быть сохранена и унаследована в ходе последующего роста кристаллов и в результате контроля процесса кристаллизации ранней структурой.

Представляется вероятным, что значительное количество, если не большая часть магмы, образующей породы мезозональных плутонов, во время своего внедрения была преимущественно жидкой.

Имеются надежные доказательства того, что лавы, а местами часть гипабиссальных плутонов кристаллизовались с выделением некоторых минералов, характерных для более высоких температур, по сравнению с минералами их плутонических аналогов (Tuttle et Keith, 1954; Muir et Smith, 1956; Buddington et al., 1955, стр. 519—522). Однако большинство плутонов, особенно наиболее крупных, должны были кристаллизоваться в присутствии по крайней мере части своих летучих компонентов и вследствие этого оставались частично в жидком состоянии в течение долгого времени до температур более низких, чем температуры лав, а некоторые первичные высокотемпературные минералы должны были претерпевать перекристаллизацию при более низких температурах. Наличие в эпизоне плутонов с предполагаемыми связями с плутонами больших глубин вынуждает считать, что образовавшая их жидкая магма должна была подняться от источника к поверхности в относительно короткий промежуток времени — в незначительную часть того времени, которое приписывается геологическому периоду. В противном случае магма должна была бы затвердеть в пути.

Существует гипотеза, что аутохтонные и парааутохтонные батолиты по своему происхождению метасоматические и оставались твердыми целиком или в большей своей части. Они возникли и подняты из зон, которые в настоящее время выведены на поверхность в наиболее глубоко эродированных районах. Это влечет за собой новую проблему, если допустить, как это сделано в настоящем обзоре, что большинство плутонов, сформированных в эпизоне и частью в мезозоне, представляли собой преимущественно жидкую магму. Вышеупомянутые гипотезы, взятые вместе, заставили бы предполагать, что плутоническая масса, по мере подъема в более холодные горизонты, становилась более жидкой и оставляла в области своего зарождения — катазоне — сконцентрированный остаток устойчивых пород. Поднятие в зоны низкого давления, химические реакции и увеличение количества летучих в верхней части магматического бассейна (Kennedy, 1955) должны способствовать повышению флюидности, однако остается показать, что эти факторы достаточны. По мере развития и подъема гранитной магмы из материала корневых частей эвгеосинклинали должен был бы, вероятно, оставаться здесь ряд пород, представленных гранатовым амфиболитом и гранулитом, состоящим из магнезильного пироксена и известкового плагиоклаза, но с примесью некоторых других тугоплавких веществ. Этот комплекс должен был бы по сейсмическим свойствам соответствовать породам выше раздела *M* нижней части земной коры, не выходящей в настоящее время на поверхность. Однако нет достаточных доказательств того, что в обнаженных в настоящее время частях катазоны имеется концентрация таких «остатков». Если эрозия только местами вскрыла уровни земной коры на глубину более



12 миль, то мы приходим к выводу, что большая часть магмы обычно происходит с глубин более значительных, чем ныне обнаженные.

Явное преобладание линейности в плутонах эпизоны, поскольку здесь встречаются структуры течения, а с другой стороны, преобладание плоскостной полосатости — с линейностью или без нее — в плутонах мезозоны находится в соответствии с различиями в механизмах внедрения и разными условиями течения и консолидации магмы в этих двух зонах. Появление одной линейности должно быть связано с ранней флюидной стадией, сменяемой продолжающейся кристаллизацией в состоянии покоя. В мезозоне продолжающееся движение магмы в течение длительного промежуточного периода ее кристаллизации способствует развитию плоскостной структуры в некоторых частях плутона.

По-видимому, имеется веское доказательство того, что некоторые плутоны мезозоны обладали обширными кровлями и не могли непосредственно — разве только через относительно небольшие соединительные каналы — переходить в плутоны эпизоны. Местами плутоны мезозоны и эпизоны перекрывают один или более своих контактов, как бы налегая на них, но в целом доказательства наличия протяженной подошвы под плутонами отсутствуют.

Однако современные данные не исключают возможности того, что плутоны эпизоны, по крайней мере частично, расширяются с глубиной и переходят в плутоны мезозоны. Если внедрение последних проявлялось в основном в раздвигании в стороны стен вмещающих пород, то внедрение магмы в эпизоне могло происходить путем погружения блоков земной коры в магму. Купольно-плоскостная или сводово-линейная структура, которая встречается в некоторых плутонах мезозоны, могла образоваться в последнюю стадию затвердевания и не обязательно указывает на наличие кровли первоначальной вмещающей породы в период консолидации.

Механизм внедрения плутонов эпизоны как следствие пульсирующего подъема магмы, сопровождавшегося чередованием усиления и ослабления интрузивного давления, приводившего к обрушению кровли и стен вмещающей породы, обсуждался Андерсоном (Anderson, 1936) и Биллингом (Billings, 1945, стр. 53—55).

Следует полагать, что в мезозоне с глубиной можно ожидать увеличения податливости стен вследствие пластического течения вещества. Обычно это будет проявляться в виде расходящихся в стороны стен, растяжения кровли и потенциально обрушения некоторых участков кровли, располагающихся над краевыми зонами находящегося ниже магматического бассейна. Это может частично объяснить одновременное появление как дискордантных, так и конкордантных контактов, столь характерных для плутонов мезозоны.

Известно, что местами замещение может проявляться с резкими и даже дискордантными контактами. Однако наилучшим объяснением характера контактов большей части плутонов в эпизоне является признание их происхождения скорее в результате механических, чем химических процессов; сходство характера и, вероятно, истории образования указывает на аналогичное механическое происхождение большинства резких дискордантных контактов плутонов более глубоких зон.

Автор настоящего обзора не имеет оснований для предположения о наличии разрыва между составом и структурами пород, особенностями внутреннего строения или механизмом формирования плутонов в эпизоне и мезозоне. Существуют плутоны с промежуточными чертами, доказывающими наличие ряда постепенных изменений от одних к другим.



Теория развития мигмы — магмы шширообразного строения в своей основе представляется целесообразной, но подъему и внедрению мигмы — магмы как таковой противоречит гомофановое ядро плутонов мезозоны и эпизоны.

Североамериканская литература последних 25 лет, по-видимому, основана на допущении, что наилучшей современной теорией формирования плутонов в эпизоне является теория оседания блока, или своего рода обрушения кровли в магму, как главного фактора. Однако и по прошествии полувека гипотеза обрушения нуждается еще в подтверждении, в связи с тем что мы не располагаем необходимыми доказательствами погружения блоков вмещающих пород в плутонах более глубоких уровней. Если бы такие блоки не были до неузнаваемости инкорпорированы в магме, или переработаны метасоматически и на глубине превращены в новые граниты или же погружены на очень большие глубины, то мы должны были бы ожидать найти большее количество данных о плутонах основания, чем это имеется в существующей литературе.

Подраумеется, что внедрение плутонов в мезозоне включает три главных фактора: обрушение кровли или оседание блоков, раздвижение стен в стороны и приподымание кровли вмещающих пород. Разрастание в стороны плутона частично может быть результатом эластического течения вмещающей породы — как вверх, так и вниз. Дополнительными фактами являются инкорпорация магмой или метасоматоз боковой породы. В каждом отдельном случае значение того или иного фактора варьирует. Если тоналиты батолита Южной Калифорнии рассматриваются как образовавшиеся в результате инкорпорации габбро гранодиоритовой магмой, то габбровый материал должен считаться эквивалентным почти половине тоналита, составляющего 63% площади, занимаемой ныне батолитом. Это должно было бы породить новые вопросы в проблеме формирования батолита: с одной стороны, каким образом было интродуцировано такое большое количество первичного габбро, а с другой — как внедрилась такая огромная масса гранодиорита? Сходным образом с инкорпорацией мафических пород могла бы быть связана проблема формирования по крайней мере 10% батолита Берегового хребта Аляски и Британской Колумбии. Однако в пределах орогенов большинство мафических пород представлено потоками лавы и интрузивными залежами диабазов, долеритов или габбро, сформированными в условиях эпизоны, предшествовавших главнейшим деформациям.

Огромное разнообразие структур, связанных с плутонами мезозоны, считалось отвечающим формированию под воздействием направленного кверху движения магмы. В качестве таких структур в плутонах можно привести субвертикальную полосатость и линейность в краевых фациях, краевые трещины, выполненные пегматитом или аплитом, краевые взбросы, радиальные дайки и шшировые куполы; структурами вмещающей породы вблизи плутона могут быть увеличение угла падения полосчатости или кливажа сланцеватости или же погружение линейности; субвертикальная линейность и субвертикальные оси вторичных складок, обязанных своим происхождением пластическому течению; кливаж скольжения, простирание которого в общем совпадает с периферией плутона, а падение направлено в стороны от него, так что более низкие пласты сланца двигаются вверх относительно перекрывающих пластов; развитие куполовидной полосчатости в кровле.

Структурами, связанными с направленным в стороны расширением, вызванным плутоном, являются: деформация слоев при образовании частичной конформности с периферией плутона, увеличение интенсивности



складчатости и частично плоскостной полосатости в краевых фациях самого плутона.

Не все дискордантные структуры означают обрушение кровли, так как последствия расширения плутона могут проявиться в разобчении частей вмещающей породы; однако во многих случаях сила воздействия этого явления недостаточно удовлетворяет действительным соотношениям.

### ФОРМИРОВАНИЕ ПЛУТОНОВ В КАТАЗОНЕ

Если автор настоящего обзора правильно интерпретирует имеющуюся литературу, то большинство, а может быть, и все плутоны катазоны формировались при синкинематических условиях. Апикальные части некоторых батолитов мезозоны сходны с плутонами, сформированными в катазоне, но такое конформнообразное внедрение в мезозоне не обязательно (по крайней мере частично) связано с региональными тектоническими силами. Такие плутоны могут быть промежуточными между плутонами, типичными для мезозоны и катазоны. Следует еще более точно определить, в какой степени плутоны катазоны обязаны своим происхождением метасоматозу или анатексису. Логично предполагать, что гранитные массы при своем зарождении должны были вследствие анатексиса и повышения температуры становиться мобильными и подниматься в виде диапиров или «мигмы — магмы», но наиболее проблематична степень выхода на современную поверхность областей зарождения этих масс.

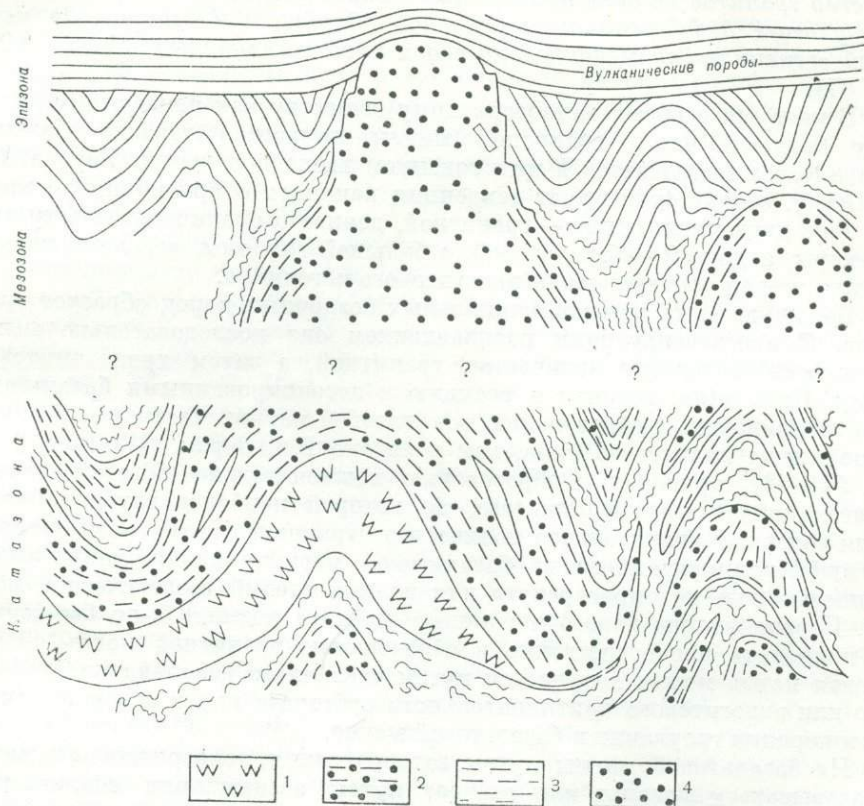
Маршалл и Нарайн (Marshall et Narain, 1954, стр. 73) предполагали, что отрицательные гравитационные аномалии над гранитными батолитами такого типа, который здесь считается принадлежащим мезозоне, в значительной большей степени обязаны своим происхождением «гранитным корням» и расширению гранитного плутона на глубине, а не только различию в плотности между гранитом и вмещающей породой у современной поверхности. Вероятно, это может указывать на непрерывность перехода плутонов мезозоны в плутоны катазоны. Билер и Бонини (Biehler et Bonini, 1958) пришли к выводу, что в случае правильности предположений относительно геологического строения и распределения плотностей района батолита Боулдер логически вытекает, что гранитный массив грубо плосковогнутого поперечного сечения и глубиной немногим менее или более 10 миль будет точно удовлетворять остаточной отрицательной аномалии Буге. Может существовать также добавочный корень небольшого поперечного сечения.

Гроут (Grout, 1945, стр. 276—278) на основании некоторых экспериментальных данных допускает, что крупные интрузивные массивы, поднимающиеся с огромных глубин, могут иметь только корни или ряд корней и подниматься лишь на протяжении части своего пути, потому что вязкость некоторых вышележащих пород настолько уменьшается, что они могут перемещаться в мобильной контактной зоне в сторону и вниз вдоль контактов. В кровле во время внедрения может также иметь место сопутствующее растяжение и направленное в стороны течение. Такой механизм интрузии должен допускать существенный разрыв в размерах площадного сечения батолита в более глубокой части мезозоны с площадным сечением питающих его каналов из катазоны. Форма интрузивного массива в таком случае была бы потокообразной и могла бы сравниваться с формой соляных диапиров с пережатыми корнями. Нижняя часть таких тел обладала бы падением контактов внутрь. Симметричные воронкообразные плутоны, такие, как Лун-Лейк (фиг. 14), малочисленны, но известное число глубоко расположенных плутонов, как, например, Чеддар (фиг. 14) и юго-западная сторона части батолита Берегового хребта,



в поперечном сечении асимметричны и окаймлены с одной стороны падающими внутрь сланцами. Проблема корней батолитов в промежуточной зоне между мезозоной и катазоной и собственно в катазоне заслуживает более детального изучения.

Подробности взаимоотношений плутонов катазоны с плутонами мезозоны и плутонов мезозоны с плутонами эпизоны остаются невыясненными. Предварительная схема их взаимоотношений показана на фиг. 19.



Фиг. 19. Схематическое изображение возможных структурных соотношений плутонов эпизоны, мезозоны и катазоны.

Остается открытым вопрос, переходят ли расширяющиеся книзу батолиты мезозоны в батолиты катазоны или они имеют корни.

1 — ортогнейсы в тектоно-пластических складках и куполах; 2 — конформный гранит гнейсовидный до гнейсового; 3 — псевдогранито-гнейсы гранитизационного происхождения; 4 — гранит.

Механизм факолитового внедрения, по-видимому, основной в катазоне; в литературе сообщается, что факолиты изверженного и метасоматического происхождения, видимо, связаны друг с другом. Многие ксенолитово-куполообразные батолиты, обычно изверженные, но отчасти и метасоматические, могут, по крайней мере частично, образовываться также в результате факолитового механизма внедрения.

Определения абсолютного возраста позволяют прийти к выводу о том, что наиболее молодые плутоны катазоны с интенсивно развитыми мигматитами имеют возраст около 100 млн. лет, а возраст плутонов эпизоны может достигать 1,65 блн. лет, а вероятно, и значительно превышать эту



величину. Плутоны мезозоны по возрасту колеблются от немногим менее 100 млн. лет до таких, как плутоны киватинского пояса Канадского щита, возраст которых составляет 2,5 блн. лет или более.

### ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГРАНИТНОЙ МАГМЫ

*«Мы должны пока придерживаться гипотезы, согласно которой большинство гранитов на всем протяжении геологического времени произошло в результате дифференциации основной (базальтовой) магмы, до некоторой степени видоизмененной на своем пути из глубины»* (Bowen, 1948, стр. 87).

В настоящее время метаосадочному веществу как первичному источнику большей части гранитной магмы придается гораздо большее значение, чем заключается в цитированном выше положении Боуэна. Повидимому, сейчас существует тенденция начинать с признания по крайней мере двух магм: одной — гранитной, деривата сиалической части земной коры, а другой — базальтовой, с большей глубины, вероятно, из мантии или из-под континентов из эклогитового источника.

Большую часть эвгеосинклинальных осадочных пород образует граувакка. С прогрессирующим расплавлением она последовательно может давать незначительное количество гранитной, а затем трондьемитовую магму. Последняя, вступая в реакцию с ассоциированными базальтами, должна приводить к образованию тоналитовой магмы. Частичное расплавление глины иллитового типа, как показано Винклером (Winkler, 1958, стр. 57—58), приводит к образованию исключительно богатой калием лейкогранитной магмы. Гипотеза, по которой наиболее глубокие части сиала содержат значительное количество первичного гранитного материяла, дифференцированного из базальтовой магмы, однако, допустима и полностью еще не опровергнута для ранних стадий геологической истории. Переплавление такого первичного гранита должно было бы, конечно, приводить непосредственно к образованию гранитной магмы. Андезитовая магма может получаться путем частичного расплавления габбрового или эклогитового континентального субстрата или в основном путем инкорпорации граувакки в базальтовой магме.

Из базальтовой магмы путем затвердевания непосредственно могут образовываться базальт или габбро; путем ассимиляции сиалического вещества или смешения фемической и силической магмы — диорит-андезитовая магма; путем дифференциации — ультраосновные, анортозитовые, монцонитовые, гранофировые и другие второстепенные фации. Гранитная магма может прямо привести к образованию гранитов, а путем инкорпорации и метасоматоза мафической породы — к образованию небольших количеств диорита; путем инкорпорации граувакки и более ранних потоков базальта или плутонов габбро — к образованию мобильной кварц-диоритовой или других магм промежуточного типа. В свою очередь кварц-диоритовые магмы путем дифференциации могут приводить к образованию гранодиоритовой, кварц-монцонитовой и новой гранитной магмы. Первоначальный объем габбро, сформировавшегося в мезозоне и эпизоне, должен был быть значительно больше, чем представленный в настоящее время его выходами на поверхность. Большое количество его погружалось в более позднюю интрузивную гранитную магму и инкорпорировалось ей, чтобы вновь появиться в измененных фациях, как, например, кварцевый диорит.

Рид (Read, 1951, стр. 22) предположил, что «мы ищем первоначальный источник гранитизирующих флюидов в кристаллизующемся симатическом материале под геосинклинальной зоной». Принятие такой гипо-



тезы имеет ряд важных следствий. Нужно ожидать, что медленно, в течение длительного промежутка времени кристаллизующееся на глубине симатическое вещество будет претерпевать фракционную кристаллизацию и дифференциацию, которые непосредственно приведут к образованию монцонитовых до диоритовых (особенно если магма недосыщенная) или гранитных (если магма пересыщена) магматических дифференциатов. Можно полагать, что выделяющиеся гранитизирующие флюиды, магма или понижированный газ или все эти три фактора вместе будут преобразовывать материал, находящийся в наиболее глубоких частях геосинклинали (добавляться в него либо создавать гранитную магму). Воздействие давления на увеличение температуры плавления недостаточно для предотвращения расплавления гранитного материала под действием повышающейся температуры и пневматолитовых флюидов, которое будет иметь место скорее в основании, чем в верхних частях сиалической зоны земной коры. Поэтому нельзя ожидать, что на поверхности будет обнажаться зона зарождения плутонов.

Таттл (Tuttle, 1955) подсчитал, что при геотермическом градиенте  $30^{\circ}\text{C}$  на километр частичное плавление геосинклинальной призмы осадочных пород, сопровождаемое образованием магмы биотитового гранита, может начаться на глубине 21 км при температуре приблизительно  $640^{\circ}\text{C}$ , а полное расплавление может иметь место на глубине приблизительно в 31 км при 2%  $\text{H}_2\text{O}$ . При температурном градиенте  $40^{\circ}\text{C}$  на километр плавление может начаться даже на такой небольшой глубине, как 15 км.

В сложных плутонах обычный порядок интрузии — габбро, кварцевый диорит, гранодиорит, кварцевый монцонит и гранит — отвечает теоретически ожидаемому порядку в результате магматической дифференциации или, другими словами, — порядку понижающихся температур. Для объяснения этого порядка может служить следующая умозрительная гипотеза. Раннее поднятие базальтовой магмы приводит непосредственно к образованию плутонов габбро, пластовых интрузивных тел диабазов и базальтовых лав; базальтовая магма с инкорпорацией сиала приводит к образованию андезитовых лав и незначительных по размерам плутонов диоритов. Второстепенные явления развития и поднятия базальтовой магмы и ее дериватов — это усиление подъема изотерм и процессы плавления в наиболее глубокой части сиала. По мере подъема изотерм ранее образованные поровые легкоплавкие гранитные флюиды продвигаются вверх через глубокие части сиала, частично вступают в реакции с вмещающей породой и в результате приводят к формированию дифференцированной куполообразной колонны, в направлении кверху варьирующей по своему составу от остаточных тугоплавких веществ в основании, через кварц-диоритовые и гранодиоритовые фации до гранита в верхней части. Продолжающийся подъем геозотерм в конце концов завершается значительным расплавлением нижней части колонны — кварц-диоритовой или гранодиоритовой фаций, так что она поднимается как нечто целое, сопровождаясь последовательным расплавлением и подъемом вышерасположенного материала. В свою очередь при движении вверх гранодиоритовая магма может вступать в реакцию с мафическим материалом, образуя кварцевый диорит. Позднее через оболочку ранее образовавшихся интрузивных пород может внедряться гранитная магма. Желательно предложение других гипотез.

Изменение количественного соотношения разного рода изверженных пород в различных зонах нуждается в изучении.

Плутоны эвизоны могут состоять преимущественно из гранодиорита, кварцевого монцонита и гранита. Тоналитовые фации в основном, по-видимому, составляют более высокий процент среди пород плутонов мезо-



зоны, чем эпизоны. Кварцевый монцонит, гранит и лейкогранит или аляскит значительно чаще встречаются среди пород группы гранита в некоторых поясах катазоны, чем в мезозоне (Daly, 1940, стр. 60; Osborne, 1956). В частности, в этих поясах андезиновый кварцевый диорит занимает относительно подчиненное положение. Вероятно, почти исключительно в поясах катазоны развиты андезиновые и лабрадоровые анортозиты и габбровые анортозиты типа встречаемых в массивах и отдельных пластовых залежах. Считая вышеупомянутые взаимоотношения правильными, хотя для их доказательства необходимо иметь количественные данные, можно прийти к некоторым предположениям относительно их генезиса в качестве основ для дальнейшего изучения. Является ли приуроченность вышеупомянутых типов анортозита к катазоне неизбежным результатом особого рода среды, которая, действуя как пластичная оболочка (вмещающая порода часто представлена мрамором), позволяет удерживать под высоким давлением летучие компоненты, сохраняя магму соответствующего габбро-анортозитового и анортозитового состава в жидком состоянии, или же это явление должно обуславливаться более древним возрастом, а возможно, тем и другим вместе? Не потому ли благоприятна для кварцевого диорита обстановка мезозоны, что кварц-диоритовая магма образуется преимущественно в результате реакции более щелочных гранитных магм с мафическими породами, теряющими таким образом текучесть, в силу чего они во всей своей массе не могли подняться выше мезозоны? Является ли преобладание гранодиорита и гранита над кварцевым диоритом в эпизоне следствием наличия соответствующих магм, наиболее легких и текучих в пределах относительно низких магматических температур, ввиду содержания летучих с их низкими интервалами плавления? Почему в некоторых катазональных поясах преобладают граниты? Ответ может быть один: «Они являются продуктами гранитизации». Но автор настоящего обзора не убежден, что этот ответ исчерпывающий ввиду значительного объема магматического мезопертитового гранита в поясе катазональных пород Адриондака.

### ПРОБЛЕМА ВУЛКАНИЧЕСКИХ И ПЛУТОНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

Наиболее сложна следующая проблема: подтверждают ли и находятся ли в согласии наши современные знания с гипотезой существования непосредственной связи между салическими вулканическими породами, интрузивными телами афанитовых и порфириновых пород и гранитоидными плутонами.

Кеннеди (Kennedy et Anderson, 1938) проводил в отношении изверженных пород резкое разграничение между *вулканическими* и *плутоническими* ассоциациями. Он считает, что *вулканические ассоциации* включают не только лавовые потоки и непосредственно связанные с ними жерловые интрузии, но также и такие интрузии, как крупные группы силлов Карру в Южной Африке, силл Палисейде в Нью-Джерси, и даже такие пластовые залежи огромной величины, как буш-велдский изверженный комплекс центрального Трансвааля в Южной Африке, причем все они находятся в неорогенных областях и тесно ассоциированы с вулканическими явлениями. С другой стороны, *плутонические ассоциации*, по мнению Кеннеди, по-видимому, ограничены орогеническими областями и состоят почти исключительно из гранодиоритов и гранитов совместно с менее значительными количествами горнблендитовых, основных, ультраосновных и лампрофириновых типов пород, тогда как типичные габбро



встречаются очень редко или вовсе отсутствуют. Далее он отмечает, что вулканические ассоциации, напротив, в подавляющем большинстве основные по составу и образуются главным образом из базальтовой магмы или из типов пород, относящихся к нисходящей линии базальта. Кеннеди (Kennedy et Anderson, 1938, стр. 30) приходит к выводу, что

«какие-либо прямые доказательства для установления тесной связи между плутонической активностью и вулканизмом, вероятно, отсутствуют»;

и (Kennedy, 1948, стр. 21—3), что

«повсеместно отсутствуют лавы, относящиеся к одному периоду с поднятием батолитовых интрузий до наиболее высоких уровней в земной коре».

Современное обсуждение этой проблемы приводится у Рагена (Raguin, 1957, стр. 185—199). К субвулканическим гранитным телам он относит весьма специфические, исключительные, которые, кроме того, могут быть различно интерпретированы. Он приписывает Э. Зюссу развитие гипотезы о последовательном вскрытии глубинной денудации горизонтов лавовых потоков, гипабиссальных интрузивных тел порфировых пород и плутонических тел зернистых пород одного состава, но разной структуры, генетически связанных между собой. Раген рассматривает также противоположную точку зрения, которая признает вышеуказанные представления заманчивыми, но ошибочными и объясняет совместное нахождение вулканических пород и крупных плутонов в земной коре не непосредственной их связью. Некоторые из высказанных против представлений Зюсса возражений следующие: в плутонических породах существует последовательность от основных к кислым, а в вулканических — от кислых к основным, неправильная или чередующаяся; вулканические породы могут появляться независимо от плутонических, и наоборот; вулканизм приурочен к периодам разломов в земной коре, плутонизм — к периодам складчатости; плутонизм проявляется после вулканизма; никогда не наблюдалось, чтобы настоящие вулканические комплексы развивались из плутонических, а полное сходство, которое отмечается между вулканическими и плутоническими кварцевыми порфирами, — это просто конвергенция. Раген заключает, что проблема взаимоотношения вулканизма с плутонизмом остается пока нерешенной.

Идеи Кеннеди были подвергнуты критике Тирреллем (Tyrrrell, 1955, стр. 420), который пишет:

«Лавовые серии, изменяющиеся от широксенового андезита до риолита, имеют, следовательно, тот же химический состав, то же геологическое и географическое развитие, ту же тектоническую обстановку и появляются в ту же стадию тектономагматического цикла, что и плутонические серии, изменяющиеся от карцевого диорита до гранита. Если последние принадлежат к плутонической ассоциации, то нельзя избежать вывода, что к ней принадлежат и андезит-дацит-риолитовые серии... Автор полагает, что проблема плутонических и вулканических ассоциаций вызывается их неправильными наименованиями».

Многие ссылки в настоящем обзоре показывают, что для вулканических пород эквивалентного состава нормальна ассоциация во времени, пространстве и в тектонических условиях с плутонами, сформированными в эпизоне. Многие гранитные тела, которые на основании средне- или крупнозернистости слагающих их пород и близкого к батолитам размера назывались плутоническими, не являются плутонами в смысле глубины



формирования. Исключительно убедительные примеры, отчетливо представляющие последовательность магматической активности от вулканизма до приповерхностного внедрения гранита, были описаны Джекобсоном, Маклеодом и Блэком (Jacobson, Maclead et Black, 1958, стр. 7) из Северной Нигерии. Здесь, в поясе около 270 миль длиной и до 100 миль шириной, имеется около 40 гранитных комплексов. Общая площадь гранита составляет около 2000 кв. миль и дополнительно имеется около 500 кв. миль риолита близкого по химическому составу и возрасту. Кроме того, риолит почти целиком заключен внутри кольцевых комплексов гранита. Площадь отдельных гранитных плутонов достигает 285 кв. миль. Если бы под этим поясом в мезозоне имелось приблизительно только в 3 раза больше комплексов, каждый из которых обладал бы в 3 раза большей площадью, это означало бы наличие сплошного огромного батолита в 270 миль длиной со средней шириной 65 миль.

Некоторые очень мелкие плутоны эпизоны могут быть гранитными, граптофировыми и монцитонитовыми дифференциатами бассейнов базальтовой магмы, расположенных несколько глубже. Но представляется неслучайным, что большинство салических лавовых потоков и штоков, а также все батолиты эпизоны порождены гранитной магмой глубинного происхождения.

Нарушение последовательности в лавовых сериях может быть логически объяснено последовательной периодической пульсацией базальтовой и андезитовой магмы из глубины и риолитовой, риодацитовой, делленитовой, дацитовой группы магмы — из очагов эпизональных плутонов. Возможно также, что некоторые эпизональные дайки гранитного состава скорее происходят с большей глубины, чем из очагов эпизональных плутонов. В общем мафические породы преимущественно экструдированы в виде лав или сформированы в эпизоне, тогда как фельзитические породы, хотя и включают лавовые потоки и многие связанные с ними плутоны, внедренные в эпизоне, но, считая в объемных процентах, сформированы преимущественно в мезозоне и катазоне. Если бы в мезозоне и катазоне граниты образовывались как дифференциаты габбровой магмы над очагом последней, то тела габбро, по крайней мере в 10 раз крупнее гранитных плутонов, были бы обычными в мезозоне или катазоне орогенов. Однако в тех частях этих зон, которые в настоящее время выведены на поверхность, такие тела соответствующих размеров не встречаются.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предшествующий обзор показывает, что, по мнению авторов детальных структурных исследований штоков и батолитов в Северной Америке, гранитизация только иногда принимала участие в механизме формирования плутонов в эпизоне, имела подчиненное значение (исключая мнение одного автора) в мезозоне, но играла большую, хотя не обязательно доминирующую, роль в катазоне. Другими словами, существует уверенность в магматическом формировании плутонов. Из приведенного обзора можно также сделать вывод, что единство мнений в интерпретации явлений более чем достаточно для оптимального развития наших познаний. В общем же гипотезы соответствующей роли магмы и метасоматоза в формировании гранитных плутонов остаются конфликтными и проблема все еще требует критического изучения и более надежных критериев для своего разрешения.



## Л И Т Е Р А Т У Р А

- A d a m s L. H., 1952, Ann. Rept. of the director of the Geophysical Laboratory, 1951—1952. Carnegie Inst. Washington Year Book 51, 35—63.
- A g a r W. M., 1934, Granites and related intrusives, western Connecticut. Am. Jour. Sci., 27, 354—373.
- A l l e n V. T., F a h e y J. J., 1957, Some pyroxenes associated with pyrometasomatic zinc deposits in Mexico and New Mexico. Geol. Soc. America Bull., 68, 881—896.
- A l l i s o n I. S., 1925, The Giants Range batholith of Minnesota. Journ. Geology, 33, 488—508.
- A l p e r A. M., P o l d e r v a a r t A r i e, 1957, Zircons from the Animas stock and associated rocks, New Mexico. Econ. Geology, 52, 952—971.
- A m b r o s e J. W., B u r n s C. A., 1956, Structures in the Clare River syncline, a demonstration of granitization, 42—52 in T h o m p s o n J. E., *Editor*, The Grenville problem. Royal Soc. Canada Special Pub. 1, 119.
- A n d e r s o n A. L., 1934, Contact phenomena associated with the Cassia batholith, Idaho. Jour. Geology, 42, 376—392.
- A n d e r s o n A. L., 1952, Multiple emplacement of the Idaho batholith. Jour. Geology, 60, 255—265.
- A n d e r s o n C. A., 1941, Volcanoes of the Medicine Lake Highland, California. Univ. Calif. Pub., 25, 347—422.
- A n d e r s o n C. A., S c h o l z E. A., S t r o b e l l J. D., 1956, Geology and ore deposits of the Bagdad area, Yavapai County, Arizona. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 278, 103.
- A n d e r s o n E. M., 1936, The dynamics of the formation of cone sheets, ring dikes and cauldron subsidences. Royal Soc. Edinburgh Proc., 56, pt. 2, 128—157.
- A n d e r s o n G. H., 1937, Granitization, albitization, and related phenomena in the northern Inyo Range of California — Nevada. Geol. Soc. America Bull., 48, 1—74.
- A r m s t r o n g J. E., 1949, Fort St. James Map-Area, Cassiar and Coast districts, British Columbia, Geol. Survey Canada Mem., 252, 210.
- B a i r d D. M., 1951, The geology of Burlington peninsula; Newfoundland. Geol. Survey Canada Paper 51—21, 70.
- B a i l e y E. B., *et al.*, 1924, The Tertiary and post-Tertiary geology of Mull, Loch Aline, and Oban. Geol. Survey Scotland Mem., 445.
- B a l k R o b e r t, 1937, Structural behavior of igneous rocks, Geol. Soc. America Mem., 5, 177.
- B a l k R o b e r t, 1946, Gneiss dome at Shelburne Falls, Massachusetts. Geol. Soc. America Bull., 57, 125—160.
- B a l k R o b e r t, G r o u t F. F., 1934, Structural study of the Showbank stock. Geol. Soc. America Bull., 45, 621—636.
- B a r r e l l J o s e p h, 1907, Geology of the Marysville mining district, Montana. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 57, 178.



- Barth Tom F. W., 1947, The Birkeland granite, a case of petroblastesis. *Comm. Géol. Finlande Bull.*, 140, 173—182.
- Bemmelén R. W., van, 1949, The geology of Indonesia. V. la, General geology. The Hague, Govt. Printing Office, 732.
- Biehler S., Bonini W. E., 1958, Gravity anomalies and tectonic features of north-western United States. Pt. II. Boulder batholith area, Montana (Abstract). *Geol. Soc. America Bull.*, 69, 1534.
- Billings M. P., 1928, The petrology of the North Conway quadrangle in the White Mountains of New Hampshire. *Am. Acad. Arts and Sci. Proc.*, 63, 68—137.
- Billings M. P., 1937, Regional metamorphism of the Littleton—Moosilauke area, New Hampshire. *Geol. Soc. America Bull.*, 48, 463—566.
- Billings M. P., 1943, Ring-dikes and their origin. *N. Y. Acad. Sci. Trans.*, ser. 2, 5, 131—144.
- Billings M. P., 1945, Mechanics of ingeous intrusion in New Hampshire. *Am. Jour. Sci.*, 234-a, 40—69.
- Billings M. P., 1947, Structural geology. N. Y., Prentice—Hall, Inc., 473.
- Billings M. P., 1948, Discussion, 122 in Gilluly James, *Chairman*, Origin of granite. *Geol. Soc. America Mem.*, 28, 140.
- Billings M. P., 1956, The geology of New Hampshire, Pt. II, Bedrock geology. Concord N. H., N. H. State Plan. and Devel. Comm., 203.
- Bodenlos A. J., Ericksen G. E., 1955, Leadzinc deposits of Cordillera Blanca and northern Cordillera Huayhuash, Peru. *U. S. Geol. Survey Bull.*, 1017, 166.
- Boos M. F., Boos C. M., 1934, Granites of the Front Range, The Longs Peak—St. Vrain batholith. *Geol. Soc. America Bull.*, 45, 303—332.
- Boos M. F., 1957, Tectonics of eastern flank and foothills Front Range, Colorado. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 41, 2603—2676.
- Bowen N. L., 1948, The granite problem and the method of multiple prejudices, 79—90 in Gilluly James, *Chairman*, Origin of granite. *Geol. Soc. America Mem.*, 28, 140.
- Broedel Carl, 1937, The structure of the gneiss domes near Baltimore, Md. *Geol. Survey*, 13, 149—187.
- Buddington A. F., 1929, Geology and mineral deposits of southeastern Alaska. *U. S. Geol. Survey Bull.*, 800, 398.
- Buddington A. F., 1929a, Geology of Hyder and vicinity, southeastern Alaska. *U. S. Geol. Survey Bull.*, 807, 124.
- Buddington A. F., 1929b, Granite phacoliths and their contact zones in the northwest Adirondacks, N. Y. *State Mus. Bull.*, 281, 51—107.
- Buddington A. F., 1934, Geology and mineral resources of the Hammond, Antwerp, and Lowville quadarangles. *N. Y. State Mus. Bull.*, 296, 251.
- Buddington A. F., 1939, Adirontdack igneous rocks and their metamorphism. *Geol. Soc. America Mem.*, 7, 354.
- Buddington A. F., 1948, Origin of the granitic rocks of the northwest Adirondacks, 21—44 in Gilluly James, *Chairman*, Origin of granite. *Geol. Soc. America Mem.*, 28, 140.
- Buddington A. F., 1956, Correlation of rigid units, types of folds and lineation in a Grenville belt, 99—119 in Thomson J. E., *Editor*, The Grenville problem. *Royal Soc. Canada Special Pub.*, 1, 119.
- Buddington A. F., 1957, Interrelated Precambrian granitic rocks, northwest Adirondacks, New York. *Geol. Soc. America Bull.*, 68, 291—306.
- Buddington A. F., Callaghan Eugene, 1936, Dioritic intrusive rocks and contact metamorphism in the Cascade Range in Oregon. *Am. Jour. Sci.*, 31, 421—449.
- Buddington A. F., Whitcomb L., 1941, Geology of the Willsboro quadrangle, New York. *N. Y. State Mus. Bull.*, 325, 137.
- Buddington A. F., Fahy J., Vlisidis A., 1955, Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite. *Am. Jour. Sci.*, 253, 497—532.



- Burbank W. S., 1933, Vien systems of the Arrastre Basin and regional geologic structure in the Silverton and Telluride quadrangles, Colorado. *Colo. Sci. Soc. Proc.*, 13, 135—214.
- Burbank W. S., 1941, Structural control of ore deposition in the Red Mountain, Sneffels and Telluride districts of the San Juan Mountains. *Colo. Sci. Soc. Proc.*, 14, 141—261.
- Byers A. R., 1957, Geology and mineral deposits of the Hanson Lake area, Saskatchewan, Saskatchewan Dept. Min. Res. Rept., 30, 45.
- Cairnes C. E., 1940, The Shuswap rocks of southern British Columbia. 6th Pacific Sci. Cong. Proc., 1, 259—272.
- Calkins F. C., 1930, The granitic rocks of the Yosemite region. U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 160, 120—129.
- Calkins F. C., Butler B. S., 1943, Geology and ore deposits of the Cottonwood-American Fork area, Utah. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 201, 152.
- Callaghan Eugene, 1933, Some features of the volcanic sequence in the Cascade Range in Oregon, *Am. Geophys. Union Trans.*, 243.
- Cannon R. S., 1937, Geology of the Piseco Lake quadrangle. N. Y. State Mus. Bull., 312, 107.
- Cargill H. K., Hawkes L., Ledebor J. A., 1928, The major intrusions of southeastern Iceland. *Geol. Soc. London Quart. Jour.*, 84, 505—537.
- Chapman R. W., 1954, Criteria for the mode of emplacement of the alkaline stock at Mount Monadnock, Vermont. *Geol. Soc. America Bull.*, 65, 97—114.
- Chapman R. W., Williams C. R., Evolution of the White Mountains magma series. *Am. Mineralogist*, 20, 502—530.
- Chayes F., 1956, Statistical petrology, *Geophys. Lab. Ann. Rept. Director for 1955—1956*, 214.
- Christie A. M., 1953, Goldfields-Martin Lake maparea, Saskatchewan, *Geol. Survey Canada Mem.*, 269, 126.
- Cloos Ernst, 1934, The Loon Lake pluton, Bancroft area, Ontario, Canada. *Jour. Geology*, 42, 393—399.
- Cloos Ernst, 1936, Der Sierra-Nevada pluton in California. *Neues Jahr. für Mineralogie, Geologie, und Paläontologie Beil.-Band 76, Abt. B*, 355—450.
- Cloos Hans, 1921, Der Mechanismus tiefvulkanischen Vorgänge, Braunschweig. Heft 57, 1—95.
- Cloos Hans, 1953, Conversation with the earth; translated from German by E. B. Garside: N. Y., Alfred A. Knopf, 413.
- Cloos Hans, Chudoba K., 1931, Der Brandberg. *Neues Jahrbuch, Beil.-Band 66, Abt. B*, 1—82.
- Clough C. T., Maufe H. B., Bailey E. B., 1909, The cauldron subsidence of Glen Coe and associated igneous phenomena. *Geol. Soc. London Quart. Jour.*, 65, 611—678.
- Compton R. R., 1955, Trondjemite batholith near Bidwell Bar, California. *Geol. Soc. America Bull.*, 66, 9—44.
- Cooper J. R., 1954, La Poile—Cinq Cerf Map-Area, Newfoundland. *Geol. Survey Canada Mem.*, 276, 62.
- Cross Whitman, Larsen E. S., 1935, A brief review of the geology of the San Juan region of southwestern Colorado. U. S. Geol. Survey Bull., 843, 138.
- Currier L. W., 1947, Granitization and its significance as a regional metamorphic process in New England. *Wash. Acad. Sci. Jour.*, 37, 75—86.
- Curtis G. H., Evernden J. F., Lipson J., 1958, Age determination of some granitic rocks in California by the potassium-argon method. *Calif. Div. Mines Special Rept.*, 54, 16.
- Daly R. A., 1914, *Igneous rocks and their origin*. N. Y., McGraw-Hill Book Co., 563.
- Daly R. A., 1933, *Igneous rocks and the depths of the earth*. N. Y., McGraw-Hill Book Co., 508.



- Dawson K. R., 1954, Structural features of the Preissac-Lacorne batholith, Abitibi County, Quebec. Geol. Survey Canada Paper 53—54.
- Dawson K. R., 1958, An application of Multivariate variance analysis to mineralogical variation, Preissac-Lacorne batholith, Abitibi County, Quebec. The Canadian Mineralogist, 6, pt. 2, 222—233.
- Dickson F. W., 1958, Zone melting as a mechanism of intrusion (Abstract). Am. Geophys. Union, Program 39th Ann. Meeting, 35.
- Dietrich R. V., 1954, Fish Creek phacolith, northwestern New York, Am. Jour. Sci., 252, 513—531.
- Dings, McClelland, Robinson C. S., 1957, Geology and ore deposits of the Garfield quadrangle, Colorado. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 289, 110.
- Doll C. G., 1951, Geology of the Memphremagog quadrangle and the southeastern portion of the Irasburg quadrangle, Vermont, Vt. Geol. Survey Bull., 3, 113.
- Drews H., 1958, Structural geology of the southern Snake Range Nevada. Geol. Soc. America Bull., 69, 221—240.
- Dunham K. C., 1935, Geology of the Organ Mountains. N. M. School Mines Bull., 11, 272.
- Durrell C., 1940, Metamorphism in the southern Sierra Nevada, northeast of Visalia, California. Univ. Calif. Dept. Geol. Sci. Bull., 25, 1—118.
- Eckel E. B. and others, 1949, Geology and ore deposits of the La Plata district, Colorado, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 219, 179.
- Eckelmann F. D., Poldervaart Arie, 1957, Geologic evolution of the Beartooth Mountains, Montana and Wyoming. Pt. 1 Archaean history of the Quad Creek area. Geol. Soc. America Bull., 68, 1225—1262.
- Eckelmann W. R., Kulp J. L., 1957, Uranium-lead method of age determination. Geol. Soc. America Bull., 68, 1117—1140.
- Egeler C. G., 1954, Predominance of intermediate and more acid rocks among the Cretaceous volcanic products in the southern part of the Cordillera Blanca, Peru. K. Nederl. Akad. Wetens. Proc., Ser. B, 57, 329—335.
- Egeler C. G., De Booy T., 1954, Cross-cutting character of plutons in the Cordillera Blanca, Peru. K. Nederl. Akad. Wetens. Proc., Ser. B, 57, 490—496.
- Eric J. H., Dennis J. G., 1958, Geology of the Concord—Waterford area, Vermont. Vt. Geol. Survey Bull., 11, 66.
- Eskola P. E., 1949, The problem of mantled gneiss domes. Geol. Soc. London Quart. Jour., 104, 461—476.
- Eskola P. E., 1952, A discussion of domes and granites and ores. Soc. Géol. de Finlande Comptes Rendus, XXV, 125—144.
- Evernden J. F., Curtis G. H., Lipsen J., 1957, Potassium-argon dating of igneous rocks. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 41, 2120—2127.
- Ewing M., Press F., 1957, Regional measurements of crustal thickness. Geol. Soc. America Bull., 68, 1816.
- Fairbairn H. E., 1957, Nova Scotia mica ages, 24—28 in Variations in isotopic abundance of strontium, calcium and argon and related topics. U. S. Atomic Energy Comm. 4th Ann. Progress Rept. for 1956—1957, N. Y. O.—3937, 117.
- Faul H., 1954, Nuclear geology. N. Y., John Wiley & Sons, 265—266.
- Foye W. G., 1916, Are the «batholiths» of the Haliburton—Bancroft area, Ontario, correctly named? Jour. Geology, 24, 783—791.
- Fyfe W. S., Turner F. J., Verhoogen J. O. H., 1958, Metamorphic reactions and metamorphic facies. Geol. Soc. America Mem., 73, 260.
- Gast P. W., Long L. E., 1957, Absolute age determinations from the basement rocks of the Beartooth mountains and Bighorn mountains (Abstract). Geol. Soc. America Bull., 68, 1732.
- Gates R. M., 1954, The bedrock geology of the Woodbury quadrangle, Conn. Geol. Nat. Hist. Survey Quad. Rept., 3, 23.



- Gault H. R., 1945, Explosion-breccia in the Wrangell district, southeastern Alaska. *Am. Geophys. Union Trans.*, 26, 389—390.
- Gault H. R., 1945—A, Petrography, structures, and petrofabrics of the Pinckneyville quartz diorite, Alabama. *Geol. Soc. America Bull.*, 56, 181—246.
- Gehman H. M., 1958, Notch Peak intrusive. *Utah Geol. and Min. Survey Bull.*, 62, 50.
- Gevers T. W., Frommurze H. F., 1929, The geology of Northwestern Damaraland in South-West Africa. *Geol. Soc. S. Africa Trans.*, 32, 31—57.
- Gilluly James, 1932, Geology and ore deposits of the Stockton and Fairfield quadrangles, Utah. U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 173, 61—62.
- Gilluly James, 1946, The Ajo mining district, Arizona. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 209, 112.
- Godard E. N., 1935, The influence of Tertiary intrusive structural features on mineral deposits at Jamestown, Colorado. *Econ. Geology*, 30, 370—386.
- Grant R. Y., 1941, A John Day vertebrate fossil discovered in the Keechelus series of Washington. *Am. Jour. Sci.*, 239, 590—593.
- Greenwood Robert, 1951, Younger intrusive rocks of the plateau province, Nigeria, compared with the alkalic rocks of New England. *Geol. Soc. America Bull.*, 62, 1151—1178.
- Grouff F. F., 1925, The Vermillion batholith of Minnesota. *Jour. Geology*, 33, 467—487.
- Grouff F. F., 1945, Scale models of structures related to batholiths. *Am. Jour. Sci.*, 243—A, 260—284.
- Grouff F. F., Balk Robert, 1934, Internal structures in the Boulder batholith. *Geol. Soc. America Bull.*, 45, 877—896.
- Gutenberg Beno, 1957, Zur Frage der Gebirgswurzeln. *Geol. Rundschau*, Band 46, Heft 1, 30—38.
- Hadley J. B., 1942, Stratigraphy, structure, and petrology of the Mt. Cube area, New Hampshire. *Geol. Soc. America Bull.*, 53, 113—176.
- Hague J. M., Baum J. L., Herrmann A. L., Pickering R. J., 1956, Geology and structure of the Franklin—Sterling area, New Jersey. *Geol. Soc. America Bull.*, 67, 435—474.
- Hamilton W. B., 1956, Geology of the Huntington Lake area, Fresno County, California. *Calif. Div. Mines Special Rept.*, 46, 25.
- Hamilton W. B., 1956, Precambrian rocks of Wichita and Arbuckle Mountains, Oklahoma. *Geol. Soc. America Bull.*, 67, 1319—1330.
- Harker Alfred, 1909, The natural history of igneous rocks. N.Y., Macmillan Co., 384.
- Harrison J. E., Wells J. W., 1956, Geology and ore deposits of the Freeland—Lamartine district, Clear Creek County, Colorado. U. S. Geol. Survey Bull., 1032—B, 3—127.
- Harrison J. M., 1949, Geology and mineral deposits of File—Tramping Lakes area, Manitoba. *Geol. Survey Canada Mem.*, 250, 92.
- Henderson J. F., 1943, Structure and metamorphism of early Precambrian rocks between Gordon and Great Slave lakes, Northwest Territories. *Am. Jour. Sci.*, 241, 430—446.
- Henderson J. F., 1948, Extent of Proterozoic granitic intrusions in the western part of the Canadian Shield. *Royal Soc. Canada Trans.*, 42, ser. 3, 41—54.
- Herrmann L., 1954, Geology of the Stone Mountain—Lithonia district, Georgia. *Ga. Geol. Survey Bull.*, 61, 139.
- Hewitt D. F., 1953, Geology of the Brudenell—Raglan area. *Ont. Dept. Mines Ann. Rept.*, 62, pt. 5, 123.
- Hewitt D. F., 1956, The Grenville region of Ontario, 22—41 in Thomson J. E., *Editor*, The Grenville problem. *Royal Soc. Canada Special Pub.* 1, 119.
- Hietanen A. M., 1951, Metamorphic and igneous rocks of the Merrimac area, Plumas National Forest, California. *Geol. Soc. America Bull.*, 62, 565—607.



- H o l t e d a h l O l a f, 1943, Studies on the igneous rock complex of the Oslo region. I, Some structural features of the district near Oslo. Norske Vidensk.-Akad. Oslo, Mat.-Nat. Kl., Skr. 2, 71.
- H o l t e d a h l O l a f, 1952, The structural history of Norway and its relation to Great Britain. Geol. Soc. London Quart. Jour. 108, 65—98.
- H o t z P r e s t o n, 1953, Magnetite deposits of the Sterling Lake, N. Y.— Ringwood. N. J. area. U. S. Geol. Survey Bull., 982-F, 153—244.
- H u f f i n g t o n R. M., 1943, Geology of the northern Quitman Mountains, Trans-Pecos, Texas. Geol. Soc. America Bull., 54, 987—1048.
- H u n t C. B., 1956, Cenozoic geology of the Colorado plateau. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 279, 99.
- H u t c h i n s o n R. M., 1956, Structure and petrology of the Enchanted Rock batholith, Llano and Gillespie counties, Texas. Geol. Soc. America Bull., 67, 763—806.
- H u t c h i n s o n R. W., 1955, Regional zonation of pegmatites near Ross Lake, District of Mackenzie, Northwest Territories. Geol. Survey Canada Bull. 34, 50.
- J a c o b s o n R e g i n a l d R. E., M a c L e o d W. N., B l a c k R u s s e l l, 1958, Ring-complexes in the younger granite province of northern Nigeria. Geol. Soc. London Mem. 1, 72.
- J a m e s H. L., 1955, Zones of regional metamorphism in the Precambrian of northern Michigan. Geol. Soc. America Bull., 66, 1455—1488.
- J o l i f f e A. W., 1944, Rare-element minerals in pegmatites, Yellowknife-Beaulieu Area, Northwest Territories. Canada Dept. Mines and Res. Paper 44—12, 23.
- K a l l i o k o s k i J., 1952, Weldon Bay map-area, Manitoba. Geol. Survey Canada Mem., 270, 80.
- K e n n e d y G. C., 1955, Some aspects of the role of water in rock melts, 489—504 in Poldervaart A., *Editor*, Crust of the earth. Geol. Soc. America Special Paper 62, 762.
- K e n n e d y W. Q., 1948, Crustal layers and the origin of ore deposits. Schweiz. Mineralog. und Petrol. Mitt., 28, 1—8.
- K e n n e d y W. Q., A n d e r s o n E. M., 1938, Crustal layers and the origin of magmas. Bull. Volcanol. Naples, ser. 2, T. 2, 23—82.
- K e r r F. A., 1932, The character of the Coast Range composite batholith in northern British Columbia and southeastern Alaska. Royal Soc. Canada Trans., sec. 4, 305—316.
- K e r r P. F., K u l p J. L., P a t t e r s o n C. M., W r i g h t R. J., 1950, Hydrothermal alteration at Santa Rita, New Mexico. Geol. Soc. America Bull., 61, 275—340.
- K i n g s l e y L o u i s e, 1934, Cauldron-Subsidence of the Ossipee Mountains. Am. Jour. Sci., 22, 139—168.
- K i r k l a n d S. J. T., 1956, The geology of the Manawan Lake area, north hafl Saskatchewan. Saskatchewan Dept. Min. Res. Rept., 27, 22.
- K n o p f A d o l p h, 1948, The geosynclinal theory. Geol. Soc. America Bull., 59, 649—670.
- K n o p f A d o l p h, 1950, The Marysville grandiorite stock, Montana. Am. Mineralogist, 35, 834—844.
- K n o p f A d o l p h, 1955, Bathyliths in time, 685—702, in Poldervaart A., *Editor*, Crust of the earth. Geol. Soc. America Special Paper, 62, 762.
- K n o p f A d o l p h, 1957, The Boulder bathylith of Montana. Am. Jour. Sci., 255, 81—403.
- K o r n H., M a r t i n H., 1954, The Messum igneous complex of Southwest Africa. Geol. Soc. S. Africa Trans., 57, 83—124.
- K o u v o O l a v i, G a s t P. W., 1957, Comparative radioactive ages from some Finnish granites (Abstract). Am. Geophys. Union Program 38 th Ann. Meeting, 30.
- K r a n c k E. H., 1954, Deep structures and ultrametamorphism. N. Y. Acad. Sci. Trans., 16, 234—241.
- K r a u s k o p f K. B., 1943, The Wallowa batholith. Am. Jour. Sci., 241, 607—628.



- Larsen E. S., Jr., 1945, Time required for the crystallization of the great batholith of southern and Lower California. *Am. Jour. Sci.*, 243-a, 399—416.
- Larsen E. S., 1948, Batholith and associated rocks of Corona, Elsinore and San Luis Rey quadrangles, southern California. *Geol. Soc. America Mem.*, 29, 182.
- Larsen E. S., Jr., Cross Whitman, 1956, Geology and petrology of the San Juan region, southwestern Colorado. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 258, 303.
- Larsen E. S., Jr., Schmidt R. G., 1958, A reconnaissance of the Idaho batholith and comparison with the southern California batholith. *U.S. Geol. Survey Bull.*, 1070-A, 1—33.
- Larsen L. H., Poldervaart Arie, 1957, Zircons of the Bald Rock batholith, California (Abstract). *Am. Geophys. Union Program 38th Ann. Meeting*, 35—36.
- Lawson A. C., 1894, A multiple diabase dike. *Am. Geologist*, 13, 293—297.
- Leighton M. W., 1954, Petrogenesis of a gabbro-granophyre complex in northern Wisconsin. *Geol. Soc. America Bull.*, 65, 401—442.
- Loughlin G. F., Koschman A. H., 1942, Geology and ore deposits of the Magdalena mining district, New Mexico. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 200, 168.
- Lovering T. S., 1935, Geology and ore deposits of the Montezuma quadrangle, Colorado. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 178, 119.
- Lovering T. S., Goddard E. N., 1950, Geology and ore deposits of the Front Range, Colorado. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 223, 319.
- Lovering T. S., Tweto Ogden, 1953, Geology and ore deposits of the Boulder County tungsten district, Colorado. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 245, 199.
- Lowe Kurt, 1950, Storm King granite at Bear Mountain, New York, *Geol. Soc. America Bull.*, 61, 137—190.
- Lions J. B., Jaffe H. W., Gottfried D., Waring C. L., 1957, Lead—alpha ages of some New Hampshire granites. *Am. Jour. Sci.*, 255, 527—546.
- Macdonald Gordon, 1941, Geology of the western Sierra Nevada between the King and San Joaquin rivers. *Univ. Calif. Dept. Geol. Sci. Bull.*, 26, 215—273.
- Macgregor A. M., 1951, Some milestones in the Precambrian of southern Rhodesia. *Geol. Soc. S. Africa Trans.*, 54, XXVII—LXXI.
- Mackenzie D. H., 1958, The structure of the Grantown granite complex, Morayshire. *Geol. Mag.*, 95, 57—70.
- Mackin J. Hoover, 1947, Some structural features of the intrusions in the Iron Springs district, Utah. *Utah Geol. Soc. Guidebook*, No. 2, 62.
- Marshall C. E., Narain H., 1954, Regional gravity investigations in the Eastern and Central Commonwealth. *Univ. Sydney, Dept. Geology and Geophysics Mem.*, 2, 101.
- Marshall P., 1935, Acid rocks of the Taupo-Rotorua volcanic district. *Royal Soc. New Zealand Trans.*, 64, 325—365.
- Mathews W. H., 1958, Geology of the Mount Garibaldi map-area, southwestern British Columbia, Canada. *Geol. Soc. America Bull.*, 69, 161—178.
- Matzko J. J., Jaffe H. W., Waring C. L., 1958, Lead-alpha age determinations of granitic rocks from Alaska. *Am. Jour. Sci.*, 256, 529—539.
- Mayo Evans B., 1941, Deformation in the interval Mt. Lyell-Mt. Whitney, California. *Geol. Soc. America Bull.*, 52, 1001—1084.
- Merriam R., 1946, Igneous and metamorphic rocks of the southwestern part of the Ramona quadrangle, San Diego County, California. *Geol. Soc. America Bull.*, 57, 223—260.
- Merritt C. A., 1958, Igneous geology of the Lake Altus area, Oklahoma. *Okla. Geol. Survey, Bull.*, 76, 70.
- Michot Paul, 1956, La géologie des zones profondes de l'écorce terrestre. *Soc. Geol. Belgique Ann.*, t. 80, B19—60.
- Michot Paul, 1957, Phénomènes géologiques dans la catazone profonde. *Geol. Rundschau*, Band 46, Heft 1, 143—147.



- M i k a m i H. M., D i g m a n R. E., 1957, The bedrock geology of the Guilford 15-minute quadrangle and a portion of the New Haven quadrangle. Conn. State Geol. and Nat. History Survey Bull., 86, 93.
- M i s c h P e t e r, 1949, Metasomatic granitization of bathololizhic dimensions; Part II. Static granitization in Sheku area, northwest Yunnan. Am. Jour. Sci., 247, 372—406.
- M i s c h P e t e r, 1952, Geology of the northern Cascades of Washington. The Mountaineer, 45, 4—22.
- M o e h l m a n R. S., 1948, Discussion, 117—118 in Gilluly James, *Editor*, Origin of granite. Geol. Soc. America Mem., 28, 140.
- M u i r I. D., S m i d t J. V., 1956, Crystallization of feldspars in larvikites. Zeit für Kristall., Band 107, Heft 3, 182—195.
- M u r t h y V. R., 1957, Bed rock geology of the East Barre area, Vermont. Vt. Geol. Survey Bull., 10, 121.
- N e a l e E. R. W., 1957, Ambiguous intrusive relationship of the Betts Cove-Tilt Cove serpentine belt, Newfoundland. Geol. Assoc. Canada Proc., 9, 95—107.
- N i c h o l s D a v i d R., 1956, Narragansett Pier quadrangle, Rhode Island, bedrock geology, U.S., Geol. Survey GQ 91.
- N o b l e J. A., H a r d e r J. O., S l a u g h t e r A. L., 1949, Structures of a part of the northern Black Hills and the Homestake Mine, Lead, South Dakota. Geol. Soc. America Bull., 60, 321—352.
- N o l a n T. B., 1935, The Gold Hill mining district, Utah., U.S. Geol. Survey Prof. Paper 177, 172.
- N o r m a n G. W. H., 1945, Molybdenite deposits and pegmatites in the Preissac-La Corne area, Abitibi County, Quebec. Econ. Geology, 40, 1—17.
- O e r t e l G e r h a r d, 1955, Der pluton von Loch Doon in Sübschottland. Stuttgart, Geotekt. Forsch., Heft 11, 1—83.
- O f t e d a h l C., 1948, Studies on igneous rock complex of the Oslo region, IX, The feldspars. Norske Vidensk.-Akad. Oslo, Mat.-Nat. Kl., Skr. 3.
- O f t e d a h l C., 1952, Studies on the igneous rock complex of the Oslo region. XII, The lavas. Norske Vidensk.-Akad. Oslo, Mat.-Nat. Kl., Skr. 3, 64.
- O f t e d a h l C., 1953, Studies on the igneous rock complex of the Oslo region. XIII, The cauldrons. Norske Vidensk.-Akad. Oslo, Mat.-Nat. Kl., Skr., 3, 108.
- O s b o r n e F. F., 1934, The Chatham-Grenville composite stock, Quebec. Royal Soc. Canada Trans., sec. IV, 28, 49—63.
- O s b o r n e F. F., 1936, Intrusives of part of the Laurentian complex in Quebec. Am. Jour. Sci., 5th ser., 32, 407—434.
- O s b o r n e F. F., 1947, Origin of granite. Discussion. 100—104 in Gilluly James, *Editor*, Geol. Soc. America Mem., 28, 140.
- O s b o r n e F. F., 1956, Chemical compositions of the Grenville and the southern part of the Timiskaming-Keewatin subprovince in Quebec. Royal Soc. Canada Trans., 50, 53—63.
- P a i g e S., 1916, Silver City folio. U.S. Geol. Survey folio, 199, 19.
- P e r r i n R e n é, 1954, Granitization, metamorphism and volcanism. Am. Jour. Sci., 252, 449—465.
- P e r r i n R e n é, R o u b a u l t M., 1949, On the granite problem. Jour. Geology, 57, 357—379.
- P h a i r G e o r g e, 1949, Geology of the southwestern part of the long Range, Newfoundland. Ph. D. thesis, Princeton Univ.
- P h e m i s t e r T. C., 1945, The Coast Range batholith near Vancouver, British Columbia. Geol. Soc. London Quart. Jour., 150, 37—88.
- P h i l b r i c k S. S., 1936, The contact metamorphism of the Onawa pluton, Piscataquis County, Maine. Am. Jour. Sci., 31, 1—40.
- P i n s o n W. H., F a i r b a i r n H. W., H u r l e y P. M., H e r z o g L. F., C o r m i e r R. F., 1957, Age study of some crystalline rocks of the Georgia piedmont (Abstract). Geol. Soc. America Bull., 68, 1781.



- Pitcher W. S., Sinha R. C., 1958, The petrochemistry of the Ardara aureole. Geol. Soc. London Quart. Jour., 113, 393—408.
- Playfair John, 1802, Illustrations of the Huttonian theory of the earth (Reproduction with introduction by George White). Univ. Ill. Press, 1958.
- Poldervaart Arie, von Backström J. W., 1949, A study of an area at Kakamas (Cape Province). Geol. Soc. S. Africa Trans., 52, 433—495.
- Poole W. H., 1955, Wolf Lake, Yukon Territory (Preliminary geologic map with marginal notes). Geol. Survey Canada Paper, 55—21.
- Poole W. H., 1956, Geology of the Cassiar Mountains in the vicinity of the Yukon-British Columbia boundary. Ph. D. thesis, Princeton Univ.
- Powers Sidney, 1915, The origin of inclusions in dikes. Jour. Geology, 23, 1—40, 166—182.
- Quinn A. W., Jaffe H. W., Smith W. L., Waring C. L., Lead-alpha ages of Rhode Island granitic rocks compared to their geologic ages. Am. Jour. Sci., 255, 547—560.
- Quirke T. T., 1927, Killarney gneisses and migmatites. Geol. Soc. America Bull., 38, 753—770.
- Quirke T. T., 1929, The structures of the French River area. Jour. Geology, 37, 683—699.
- Quirke T. T., Collins W. H., 1930, The disappearance of the Huronian. Geol. Survey Canada Mem., 160, 129.
- Quirke T. T., Lacy W. C., 1941, Deep-zone dome and basin structures. Jour. Geology, 4, 589—609.
- Raguin E., 1957, Géologie du granit. Paris, Masson et Cie, 275.
- Read H. H., 1949, A contemplation of time in plutonism. Geol. Soc. London Quart. Jour., 105, 101—156.
- Read H. H., 1951, Metamorphism and granitization. Geol. Soc. S. Africa Annexure to 54, 27.
- Read H. H., 1955, Granite series in mobile belts, 409—429 in Poldervaart A., *Editor*, Crust of the earth. Geol. Soc. America Special Paper 62, 762.
- Read H. H., 1957, Metamorphic geology. Reflections on its past, present and future. Jour. Madras Univ. Centenary Number, 71—83.
- Reed J. C., 1934, Geology of the Postdam quadrangle. N. Y. State Mus. Bull., 312, 98.
- Reesor J. E., 1952, The White Creek batholith and its geological environment in Dewar Creek map-area, British Columbia. Ph. D. thesis, Princeton Univ.
- Reesor J. E., 1954, Preliminary map of Dewar Creek, British Columbia. Geol. Survey Canada Paper 53—25.
- Reynolds D. L., 1958, Granite: some tectonic, petrological, and physico-chemical aspects. Geol. Mag., 95, 378—396.
- Richey J. E., 1948, Scotland. The Tertiary volcanic districts. Edinburgh Geol. Survey and Mus. Dept. Sci and Indus. Research 105.
- Robertson D. S., 1953, Batty Lake map-area, Manitoba. Geol. Survey Canada Mem., 271, 55.
- Rogers C. L., Tavera E., Ulloa S., 1956, Map of Avalos-Concepcion del Ore Mineral district, Zacatecas, Mexico. 20th Internat. Geol. Cong. Guidebook, Excursion C—3.
- Roots E. F., 1954, Geology and mineral deposits of Aiken Lake map-area, British Columbia. Geol. Survey Canada Mem., 274, 246.
- Rosenquist J. T., 1952, The metamorphic facies and the feldspar minerals. Univ. Bergen, Arb. 1952, Nr. 4, 102.
- Ross C. P., 1934, Geology and ore deposits of the Casto quadrangle, Idaho. U. S. Geol. Survey Bull. 854, 135.
- Ross C. P., 1955, Provenience of pyroclastic material. Geol. Soc. America Bull, 66, 427—434.



- Rouse J. T., Hess H. H., Foote F., Vhay J. S., Wilson K. P., 1937, Petrology, structure, and relation to tectonics of porphyry intrusions in the Beartooth Mountains, Montana. *Jour. Geology*, 45, 717—740.
- Runner J. J., 1943, Structure and origine of Black Hills Pre-Cambrian granite domes. *Jour. Geology*, 51, 431—457.
- Sampson E., 1928, Geology and silver ore deposits of the Pend d'Oreille district, Idaho, Idaho Bur. Mines and Geology Pamph., 31, 25.
- Savolahti Antti, 1956, The Ahvenisto massif in Finland. *Comm. Geol. de Finlande Bull.* 174, 96.
- Schmitt H., 1935, The Central mining district, New Mexico, *Am. Inst. Min. and Met. Engineers Trans.*, 115, 187—208.
- Schofield S. J., Hanson G., 1922, Geology and ore deposits of Salmon River district, British Columbia. *Canada Geol. Survey, Mem.* 132, 81.
- Schwartz G. M., Sandberg A. E., 1940, Rock series in diabase sills at Duluth, Minnesota. *Geol. Soc. America Bull.*, 51, 1135—1171.
- Shillibeer H. A., Cumming G. L., 1956, The bearing of age determination on the relation between the Keewatin and Grenville province. 54—73 in Thomson J. E., *Editor*, The Grenville problem. *Royal Soc. Canada Special Publ.*, 1, 119.
- Sims Paul, 1953, Geology of the Dover magnetite district, Morris County, N. J., *U.S. Geol. Survey Bull.*, 982—G, 245—305.
- Smith A. R., Stevenson J. S., 1955, Deformation and igneous intrusion in southern British Columbia, Canada. *Geol. Soc. America Bull.*, 66, 811—818.
- Smith Alexander, 1947, Control of ore by primary igneous structures, Porcher Island, British Columbia, *Geol. Soc. America Bull.*, 58, 245—262.
- Smith G. O., Calkins F. C., 1906, Description of the Snoqualmie quadrangle, Washington. *U.S. Geol. Survey Folio*, 139, 14.
- Snelgrove A. K., 1931, Geology and ore deposits of Betts Cove-Tilt Cove area, Newfoundland. *Canadian Inst. Min. Met.*, 228, 477—519.
- Stenzel H. B., 1936, Structural study of a phacolith. *XVith Internat. Geol. Cong. Rept.*, 361—367.
- Steven T. A., 1957, Metamorphism and the origin of granitic rocks, Northgate district Colorado. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 274—M, 335—377.
- Stewart Lincoln, 1935, The petrology of the Prospect porphyritic gneiss of Connecticut. *Conn. State Geol. and Nat. History Survey Bull.*, 55.
- Stringham Bronson, 1953, Granitization and hydrothermal alteration at Bingham, Utah. *Geol. Soc. America Bull.*, 64, 945—991.
- Strobell J. D., Jr., 1956, Geology of the Carrizo Mountains area in northeastern Arizona and northwestern New Mexico. *U.S. Geol. Survey Oil and Gas Inv*, Map OM 160, Sheets 1 and 2.
- Sundeen S. W., and others, 1935, Annotations of selected papers on the mechanics of igneous invasion. *Natl. Res. Council Div. Geology and Geography Ann. Rept.* 1934—1935, App. A, Exhibit B, 54.
- Taubeneck W. H., 1957, Geology of the Elkhorn Mountain batholith. *Geol. Soc. America Bull.*, 68, 181—238.
- Thomson J. E., 1956, Geology of the Sudbury basin. *Ontario Dept. Mines*, 65, 1—56.
- Trefethen J. M., 1944, Mt. Waldo batholith and associated igneous rocks, Waldo County, Maine. *Geol. Soc. America Bull.*, 55, 895—904.
- Tremblay L. P., 1950, Piedmont map-area, Abitibi County, Quebec. *Geol. Survey Canada Mem.* 253, 113.
- Triplet W. H., 1952, Geology of the silver-lead-zinc deposits of the Avalos-Providencia district of Mexico. *Am. Inst. Min. Engineers Trans.*, 583—593.
- Tuttle O. F., 1955, Degré géothermique et magmas granitiques. *Colloque Int. de Pétrog. (France, Centre Natl. Rech. Sci.-Nancy, École Natl. Supérieure Géol. Appliquée).*

- Tuttle O. F., Keith M. L., 1954, The granite problem: evidence from the quartz and feldspar of a Tertiary granite. *Geol. Mag.*, 91, 61—72.
- Tweto Ogden, 1951, Form and structure of sills near Pando, Colorado. *Geol. Soc. America Bull.*, 62, 507—532.
- Tyrrell G. W., 1928, Geology of Arran. *Geol. Survey Scotland Mem.*, 292.
- Tyrrell G. W., 1955, Distribution of igneous rocks in space and time. *Geol. Soc. America Bull.*, 66, 405—425.
- Van Alstine R. E., 1948, Geology and mineral deposits of the St. Lawrence area, Burin Peninsula, Newfoundland. *Newfoundland Geol. Survey Bull.*, 23, 64.
- Walton M., 1955, The emplacement of granite. *Am. Jour. Sci.*, 253, 1—18.
- Waters A. C., 1955, Volcanic rocks and the tectonic cycle, 703—722 *in* Poldervaart A., *Editor*, *Crust of the earth*. *Geol. Soc. America Special Paper* 62, 762.
- Waters A. C., Krauskopf K., 1941, Protoclastic border of the Colville batholith. *Geol. Soc. America Bull.*, 52, 1355—1418.
- Webb R. W., 1938, Relations between wall rock and intrusives in the crystalline complex of the southern Sierra Nevada of California. *Jour. Geology*, 46, 310—320.
- Wegmann C. E., 1935, Zur deutung der Migmatite. *Geol. Rundschau*, Band 26, Heft 5, 305—350.
- Westerveld J., 1952, Quaternary volcanism of Sumatra. *Geol. Soc. America Bull.*, 63, 561—594.
- Westerveld J., 1955, Roches eruptives, gites metalliferes et metamorphisme entre Magnal de le Douro dans le Nord du Portugal. *Soc. Geol. de Portugal. Bol.* 12, 101—127, Porto, 1956.
- White D. E., 1940, The molybdenite deposits of the Rencontre East area, Newfoundland. *Econ. Geology*, 35, 967—995.
- Willard Max, 1956, Bedrock geology of the Williamsburg quadrangle, Mass., U.S. *Geol. Survey GQ* 85.
- Wilson Morley, 1925, The Grenville pre-Cambrian subprovince. *Jour. Geology*, 33, 396—399.
- Winkler H. G. F., 1958, Experimentelle Gesteins-Metamorphose-I. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 13, 42—69.
- Wright F. E., Wright C. W., 1908, The Ketchikan and Wrangell mining districts, Alaska. *U.S. Geol. Survey Bull.*, 345, 210.
- Wright W. J., 1931, Data on the method of granitic intrusion in Nova Scotia. *Royal Soc. Canada Trans.*, 25, 309—327.
- Wynne-Edwards H. R., 1957, Structure of the Westport concordant pluton in the Grenville, Ontario. *Jour. Geology*, 65, 639—649.



## СОДЕРЖАНИЕ

Введение . . . . .	8
«Гранитные серии» Рига . . . . .	9
Зоны формирования . . . . .	10
Плутоны эпизоны . . . . .	13
Плутоны промежуточной (?) эпи-мезозоны . . . . .	35
Плутоны мезозоны . . . . .	38
Плутоны промежуточной мезо-катазоны . . . . .	53
Сложная история формирования великих батолитов в основном мезозоны . . . . .	59
Плутоны катазоны . . . . .	63
Общие выводы . . . . .	81
Заключение . . . . .	96
Литература . . . . .	97

**А. Баддингтон**

### ФОРМИРОВАНИЕ ГРАНИТНЫХ ТЕЛ

Редактор *Г. П. РОМАНОВИЧ*

Художник *С. П. Чахирьян*. Художественный редактор *Е. А. Подмарькова*  
Технический редактор *В. Н. Беклеммичева*

Сдано в производство 22/II 1963 г. Подписано к печати 22/IV 1963 г.  
Бумага 70×108<sup>1/4</sup>—3,5 бум. л. 9,5 печ. л., в т. ч. 1 вкл.  
Уч.-изд. л. 9,5. Изд. № 5/1117. Цена 67 к. Зак. 185/690

ИЗДАТЕЛЬСТВО ИНОСТРАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ  
Москва, 1-й Рижский пр., 2

Набрано в Первой Образцовой типографии имени А. А. Жданова  
Московского городского совнархоза. Москва, Ж-54, Валуевая, 28.

M-28  
Q-80

416473068



5553

