

КОЛОННА ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Т. Н. Щерба

АЛМА-АТА • 1975

Научной библиотеке
Института геологических наук
АН АРСР
- с/п автора

Сурган

26 мая 1975 г.
г. Ашхабад - Ашхабад

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА

АГАДЭМНЭР НАВАН КАЗАХСКОЕ ССР

ОУБРАНА ТУХАЙН ХАМГААГАХ АХУЙ



Г. Н. ЩЕРБА

551.24

КОЛОННА ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

(ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ)

1170



Издательство «НАУКА»
Казахской ССР

АЛМА-АТА-1975



УДК 551.24;552;553

Книга является частью серии работ, обосновывающих гипотезу полициклического ступенчатого развития земной коры под воздействием глубинных подвижных зон. В ней описаны процессы в колонне преобразования земной коры в течение тектонического цикла. Приводятся материалы о миграции вещества из верхней мантии в земную кору, наращивании и преобразовании «базальтового», «диоритового», «гранитного» и «седиментного» слоев земной коры. Используются обширные литературные данные, а также материалы личных исследований автора в Казахстане и других районах.

Кроме того, дается характеристика регионального и локального рудообразования, предлагается методика качественного и количественного прогнозирования рудоносности геотектоногенов.

Книга представляет интерес для геологов, занимающихся проблемами региональной геологии и металлогении.

Табл. 12, илл. 46, библи. 193.

Ш $\frac{20803-036}{407(07)-75}$ 26—75

© Издательство «НАУКА» Казахской ССР. 1975 г.

Введение

Под колонной преобразования земной коры (ЗК) понимается вертикальное ее сечение на полную мощность и глубину в области глубинной подвижной зоны, где происходили активные геологические процессы.

Нижняя часть колонны преобразования (КП) охватывает верхнюю мантию и «базальтовый» слой ЗК; средняя — «диоритовый» и «гранитный» слои и, наконец, верхняя — «седиментный» слой. Само понятие и разделение было введено ранее (Щерба, 1970). Локализация мощных процессов в глубинных подвижных зонах (ГПЗ) определила их значение и роль в развитии ЗК. Именно по этой причине рассмотрение этих процессов хотя бы в самом приближенном виде с точки зрения геологических последствий представляет определенный интерес.

Настоящая книга является естественным продолжением двух основных обобщений — «Геотектоногены и рудные пояса» (1970) и «Геотектоногены Казахстана и редкометалльное оруденение» (том 1, 1972 г. и том 2, 1973 г.) и предшествовавших им статей и книг двух прошлых десятилетий.

В предыдущих работах обоснована новая гипотеза ступенчатого развития структур ЗК — геотектоногенов — под влиянием ГПЗ, рассмотрены и аргументированы причинность возникновения подвижных зон, механизм их действия, ритмика и цикличность, определяющие образование геологических формаций и связанных с ними рудных фор-

маций и поясов, и общее приращение ЗК. При этом на конкретных примерах геотектоногенов Казахстана определены объемы геологических новообразований в течение каждого геотектонического цикла.

Поскольку причиной образования геотектоногенов являются глубинные процессы, возникла необходимость в более подробном их освещении на основе данных современных исследований, изложенных в литературе, с привлечением некоторых личных наблюдений. Наше внимание привлекает главным образом геологическая сторона происходивших глубинных процессов, хорошо отразивших последовательный механизм формирования известных основных геологических структур.

На эту тему ежегодно публикуются сотни статей и книг, содержащих огромный материал, освоить который, если учесть еще и языковые барьеры, стало физически невозможно. Лавина поступающей информации течет непрерывно, и поэтому фактически каждая обобщающая работа к моменту своего завершения (не говоря уже о публикации) в какой-то мере устаревает. Это относится и к данной книге, которая, конечно же, не может претендовать на полноту.

Необычайно широка литература последнего десятилетия по метаморфическим породам и метаморфизму вообще, как части проблемы, со всеми его многообразными проявлениями и в связи с набором специфических полезных ископаемых. Все же пока недостает исследований о роли поступления и обмена веществ в формировании самой ЗК, ее преобразовании, в возникновении продуктов верхних структурных этажей. В этом смысле, нам кажется, имеет определенное значение попытка в самом общем виде рассмотреть эту проблему для важнейших «механизмов» — глубинных подвижных зон и связанных с ними геотектоногенов. Введенное понятие «колонна преобразования земной коры» отвечает самому существу процессов.

Очень многие исследователи настолько глубоко разрабатывают отдельные узкие вопросы динамики движения, метаморфизма и магматизма, что они уже удаляются от общего уровня наших знаний о проблеме в целом, поэтому мы ограничились только отдельными ссылками на достигнутые результаты, дабы не утратить общей картины, которая рисуется в настоящее время в самом упрощенном виде.

Проблема глубинных процессов (недоступных для наблюдений и давно закончившихся) наиболее трудная в современной геологии; большинство представлений о них умозрительно и потому уязвимо для всесторонней критики. Все это порождает неуверенность в возможности правильных однозначных решений о происходивших процессах, возникают альтернативные концепции, гипотетические в своих основополагающих построениях. Но, несмотря на это, нам все же нужна какая-то приближенная модель, позволяющая дать хотя бы общее представление, возникающее к настоящему времени у геологов. Она необходима как инструмент для дальнейшего углубления наших знаний.

Многие положения опираются на материалы, изложенные в предыдущих книгах; здесь они, по необходимости, будут даны кратко, без пояснений. Дополнительные исследования метаморфизма были проведены в Северном Тянь-Шане и на Алтае. Физико-химические, кристаллохимические проблемы являются общими; основанные на расчетных и экспериментальных данных, они достаточно широко освещены в литературе.

Практическая реализация новой гипотезы ступенчатого формирования ЗК под влиянием ГПЗ уже привела к установлению нового крупного Успенского рудного пояса в Центральном Казахстане, подтвердились и его перспективы, вопреки отрицательному мнению многих сторонников ортодоксальной геосинклинальной гипотезы. В результате новых теоретических представлений вырисовываются перспективы еще одного выделенного нами Чу-Илийского рудного пояса, комплексные исследования которого намечено осуществить в течение 1973—1977 гг.

Основная цель книги — дать представление о возможном пути развития ЗК исходя из известного фактического материала и опубликованной ранее гипотезы. Речь идет о наиболее обычном и распространенном механизме в исторической последовательности, не требующем многих сомнительных допущений. Поскольку теоретические (геологические, физико-химические) основы развития ЗК пока однозначно не решены, изложенное ниже нужно считать только постановкой вопросов, рабочей моделью для последующих исследований и обобщений.

ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

ГПЗ	— глубинная подвижная зона
ГСЗ	— глубинное сейсмическое зондирование
ЗК	— земная кора
К	— поверхность Конрада
КП	— колонна преобразования (земной коры)
М	— поверхность Мохоровичича
РТ	— давление, температура
РЖ	— реферативный журнал «Геология»
СОХ	— срединно-океанский хребет

Названия минералов

Аб	— альбит	Омф	— омфацит
Авг	— авгит	Ор	— ортоклаз
Акт	— актинолит	Пен	— пентландит
Алм	— алмаз	Пи	— пирит
Ам	— амфибол	Пир	— пироксен
Анд	— андалузит	Пл	— плагиоклаз
Би	— биотит	Пт	— пирротин
Вол	— волластонит	Пшп	— полевой шпат
Гед	— геденбергит	Рог	— роговая обманка
Гем	— гематит	Ру	— рутил
Гип	— гиперстен	Сил	— силиманит
Гл	— галенит	Сл	— слюды
Гр	— гранат	Ст	— ставролит
Гф	— глаукофан	Сф	— сфен
Дио	— диопсид	Сфа	— сфалерит
Жд	— жадеит	Сц	— серицит
Илм	— ильменит	Тр	— тремолит
Кв	— кварц	Хл	— хлорит
Ки	— кианит	Хпр	— халькопирит
Кпир	— клинопироксен	Фл	— флюорит
Кор	— кордиерит	Фло	— флогопит
Кпш	— калиевый полевой шпат	Цл	— цеолит
Крб	— карбонат	Цо	— цоизит
Кц	— кальцит	Цр	— циркон
Мг	— магнетит	Эг	— эгирин
Ми	— микроклин	Эп	— эпидот
Му	— мусковит		

Геотектоногены и колонна преобразования

Линейные и каркасные геотектоногены были образованы в результате процессов в КП. Прежде чем перейти к их рассмотрению, необходим хотя бы самый краткий обзор состояния некоторых более широких проблем, вырисовывающихся сейчас при обобщении самых последних геолого-геофизических данных. Это и общие вопросы формирования ЗК, архитектура континентальных массивов, и механизм в геотектонике в связи с новыми принципиальными положениями «тектоники плит» и другие.

Общие вопросы

Обсуждение разнообразных взглядов на внутреннее строение ЗК все чаще склоняет большинство исследователей к тому, что геофизические слои ЗК имеют неодинаковую природу и гетерогенный состав. Всегда при этом мы можем говорить о конкретных геологических образованиях — породах разного состава, разной степени метаморфизма и разного возраста. Из этого вытекает мнение о некотором подобии геологических процессов на Земле, начиная с раннего докембрия и по настоящее время.

Развитие тектоносферы Земли связано не только с внешними факторами, но также и с движениями и процессами в ее внутренних слоях. Проблема взаимодействия сейчас рас-

смаатривается во многих публикациях отечественных и зарубежных (Р. Тетш, 1972 г.; М. Ботт, 1971 г. и др.) геологов. Все эти процессы в конечном итоге реализуются в виде изменений и новообразований в самой земной коре, именно поэтому их результаты и представляют собой наиболее важный объект исследования.

Эволюция ЗК освещается во многих обобщениях последнего времени (Белоусов, 1968; Богданов, 1969; Кропоткин, 1967; Херасков, 1963; Штилле, 1957; Щерба, 1970; Суворов, 1971; Моисеенко, 1971; Шеклтон, 1973 и многие другие).

Основные выводы сводятся к следующему:

а) Земная кора уже существовала 4000 млн. лет назад и имела мощность не менее 25 км (так как иначе не могли бы происходить процессы ультраметаморфизма).

б) Кора должна была утолщаться за счет прибавления материала снизу (иначе давно была бы размывта эрозией), приращиваться сверху (седиментация, вулканизм); распространено и боковое приращение (островные дуги, зеленокаменные пояса), сучивание.

в) Обстановка вулканизма и осадконакопления в прошлом была близка к современной (дифференцированные вулканы позднего архея, терригенные осадки, включая и конгломераты Витватерсранда с возрастом 2500 млн. лет).

г) Химический состав ЗК изменялся закономерно в сторону ее сиалитизации; отмечается возрастание содержания К, Na, Si, радиоактивных элементов.

д) Термальный режим ЗК, судя по степени метаморфизованности, в докембрии был выше, чем теперь (температурный градиент составлял до 50°C на 1 км).

е) Образование структур архея можно объяснить механизмом современных движений.

Границы так называемого «догеосинклиналиного периода» со своим особым режимом по мере изучения геологии докембрия опускаются все ниже, начиная с верхнего рифея (А. А. Борисьяк, 1924) и сейчас кончая верхним археем. Г. И. Каляев (1972), рассматривая этот вопрос, приходит к выводу, что понятие «догеосинклиналиный этап» практически лишено достаточно определенного геологического содержания; «тектонический режим его неизвестен для самих

авторов этого понятия» (стр. 32). С другой стороны, по его мнению, понятия «пангеосинклинали докембрия» и «платформы протерозоя» — две крайности. Наконец, существует мнение, что в нуклеарный период шло накопление огромных толщ архейских вулканитов, создавших «зеленокаменные ядра» континентов (Е. В. Павловский, М. С. Марков, 1962 г.). Пример — серии кьюиноу-булавайская, конкско-верховцевская и др. с возрастом 3500—2500 млн. лет. В других местах в это время сегрегируются продукты основного магматизма — инициального — обычных ортогеосинклиналей, а не догеосинклинальные. Таким образом, ранний докембрий также отличала высокая подвижность и неустойчивость ЗК. Позднее был характерен мощный гранитоидный магматизм с гранито-гнейсовыми куполами. Формационные ряды не столь контрастны, как в фанерозое, отсюда часто возникало мнение об их непрерывности.

Эволюция атмосферы Земли от паров воды через азотную до современной оксиферы (А. П. Виноградов, 1959 г.) дает представление об изменениях взаимодействия твердых фаз ЗК с атмосферой. Оксифера появилась не позже среднего докембрия, поскольку в то время отлагались железистые кварциты, образовывалась кора выветривания. Ю. П. Мельник (1973) доказывает, что первичная атмосфера была в общем восстановительной, не содержала свободного кислорода, понижение рН вызывалось поступлением вулканических газов, которые затем нейтрализовались при взаимодействии с породами. Основными газами в атмосфере были CH_4 , NH_3 , CO_2 . В углекислой атмосфере образовались древнейшие хемогенные осадки. В последующем, благодаря фотосинтезу, появился свободный кислород.

Из сказанного можно сделать вывод, что тектонический режим со времени «гранитного» периода (поздний архей) уже начал приближаться к фанерозойскому. Существенно отличался он лишь для более ранних «базальтового» и «диоритового» периодов (>4000 млн. лет). Но и тогда происходили конструктивные и деструктивные процессы, составляющие единое целое в эволюционном развитии ЗК.

Периодичность особенно трудно устанавливается для раннего докембрия. На основании новых петрологических и особенно радиохронологических данных выявляется все более сложная, более дробная периодизация с разукрупнением

мегациклов на более кратковременные полные и частные продолжительностью уже до 200—300 млн. лет.

Сначала несколько частных примеров.

По литературным данным (РЖ «Геология», 1973, № 5, 6, 9), разрез раннего докембрия в горах Барбертон (Южная Африка) следующий. В основании гипербазит-базитовые гипабиссальные и экстрезивные тела трех нижних свит Онвервайт (до 95% перидотитов), представляющих океанскую кору с возрастом 3,4 млрд. лет. Выше расположены циклические основные (толеитовые), а затем кислые лавы и до 15% ультраосновных образований, далее — метапелиты и конгломерат-песчаники. Толща деформирована, смята, с внедрениями различных гранитоидов (3,4—3,2 млрд. лет). Еще выше развиты калиевые гранито-гнейсы, мигматиты, гранодиориты, граниты (3 млрд. лет); интрузивные калиевые граниты с возрастом в 2,8 и 2,65—2,2 млрд. лет.

Возраст пород Родезийского кратона определен в 3400—2300 млн. лет (архей), самых молодых деформаций — 2430 млн. лет (Большая дайка). Парагнейсы Замбези имеют возраст 2300—2100, 1300—1100 и 600—400 млн. лет. Выделяются четыре фазы тектонического развития: 1 — 3400 млн. лет; 2 — эвгеос; 3 — гнейсовые купола — 2400 млн. лет; 4 — складки и гранитовые интрузии по краям — 2700—2300 млн. лет. Подобные аналоги находятся и в Западной Австралии.

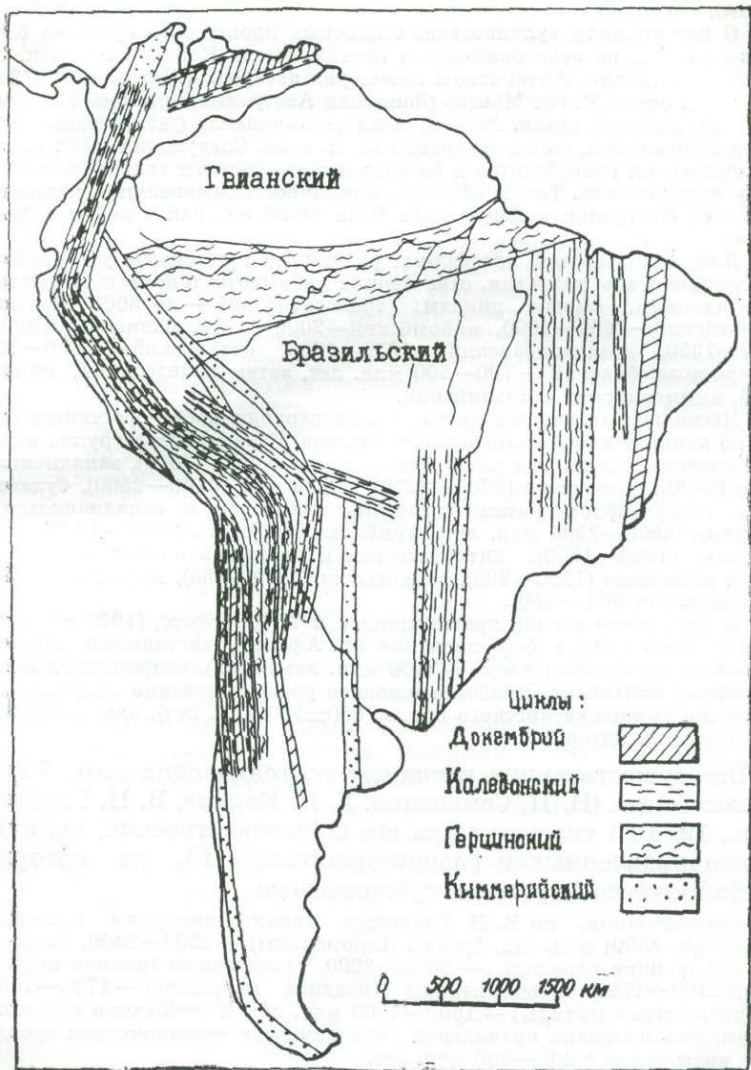
Интересен факт резких изменений движений Канадского щита относительно магнитного полюса. По статистическим пикам устанавливаются границы между тектоническими циклами и их периодизация.

Выделено пять основных «суперинтервалов» с границами 2500, 1900, 1100, 450, 320 и 90 млн. лет (Ирвин, Парк, 1972). Для того же Канадского щита, по данным изотопных измерений свинца, намечается шесть геолого-тектонических периодов: 3470 ± 60 ; 3040 ± 10 ; 2630 ± 20 ; 2250 ± 20 ; 1500 ± 40 ; 920 ± 30 млн. лет. Считается, что в каждый период происходило двухстадийное накопление свинца.

Для Бразилии составлена новая тектоническая карта масштаба 1:2 500 000. Складчатости имеют такой возраст (выделяются и соответствующие области): добразильская — приблизительно 2800 млн. лет; транс-амазонская — 2600—1800 млн. лет, по другим данным — 2090 млн. лет; эспинасо — 1800—1300, минас-ураусуан — 1300—900 и бразильская — 900—550, средняя ~ 620 млн. лет. Наложение более молодого магматизма датируется возрастом 540, 500, 440 млн. лет (О. Кордани и др., 1973 г.). Установлен и возраст платформенного чехла.

Древнейший комплекс Гвианского щита насчитывает 3000 млн. лет. Переход к платформе произошел 2250—1850 млн. лет назад. Панамский перешеек сформировался на коре океанского типа и причленился к Андам в середине третичного времени, в андийский орогенез.

Получены новые данные о возрасте древнейших гранитных пород округа Готхоб Гренландии, составляющем 3,70—3,75 млрд. лет (М. Макгрегор, 1972 г.). На этом основании они считаются более древними, чем первичные вулканы, отсюда пересматривается и история формирования ЗК. Такой вывод сомнителен, так как, судя по наличию в этом же



1. Элементы линейных структур Гвианского и Бразильского щитов

районе (Исуа) разновозрастных гнейсов, мы имеем дело с метагранитами, развившимися по еще более древним породам (в том числе и по вулканитам).

О цикличности вулканогенно-осадочных процессов в архее на основании данных по зеленокаменным поясам щитов Канады, Африки, Западной Австралии, Антарктиды пишет ряд авторов. Д. Вильямс (1972 г.) для серии пород Маунт Монгер (Западная Австралия) установил цикличность магматизма архея. Ранний цикл заканчивался фельзитовыми кислотными эффузивами, затем следовало несогласие. Следующий цикл начался комплексом гипербазитов и базальтов и завершился также «фельзитовым» вулканизмом. Таким образом, цикличность древнейшего магматизма архея Австралии в общем виде была такой же, как в целом в фанерозое.

Для Африканской платформы различными авторами установлены следующие этапы развития, отвечающие либо геотектоническим циклам, либо частным, малым циклам: трансваальский — до 3000 млн. лет, эбурнейский — 2600—2000, майомбский — 2000—1700, раннекибарский — 1650—1350, позднекибарский — 1350—1000, катангский — 1000—700, дамари-мозамбикский — 700—500 млн. лет, затем каледонский, герцинский, киммерийский и альпийский.

Несколько отличается другая схема периодичности орогенных циклов по данным многих зарубежных авторов. Катархейская группа включает системы: свазиленд (3500 млн. лет), себавайя (3390), западонильскую (3400), додомскую (3200—2270), ниаизскую (3150—2500), булавайскую (2940—2850). Затем следовали загорская и западонильская орогенция (2650—2500 млн. лет), нумбиды, бербериды (2100—1850), майомбская (1800—1650), антиатласская и кибари-урундийская (1500—1300), кибарская (1100—800), роан-мвашия (800—750), катангская (620), мозамбикская (600—550).

К этой точке зрения присоединился и Т. Клиффорд (1972 г.), выделивший семь циклов формирования ЗК Африки, состоявшей первоначально из нескольких ядер (~3000 млн. лет назад), разросшихся затем в крупный континент. Наиболее широкое распространение получили деформации дамари-катангского цикла (550 ± 100 млн. лет), охватившие до 50% площади материка.

Все существующие варианты тектонических карт Украинского щита (Н. П. Семененко, Г. И. Каляев, В. Н. Гладкий и др., 1973 г.) указывают на его блоковое строение, наличие разнонаправленных и разновозрастных ГПЗ, из которых наиболее четко выражены субдолготные.

Периодизация, по В. Н. Гладкому, такая: днеприды (саамиды) > 2600 (до 3500) млн. лет, бугиды (беломориды) — 2600—2300, азово-вольтыныды (ранние карелиды) — 2300—2000, саксаганиды (ранние карелиды) — 2100—1700, нововольныныды (поздние карелиды) — 1700—1500, овручская серия (готиды) — 1500—1200 млн. лет. В этой схеме уже можно заметить признаки правильной периодичности тектонических процессов с интервалом в 200—300 млн. лет.

Для всей Восточно-Европейской платформы намечаются такие тектонические рубежи (В. А. Дедеев, Р. А. Гафаров, 1973 г.): раннеархейский > 3300 ± 200 млн. лет, позднеархейский (беломорский) > 2600 ± 100 , раннепротерозойский (ранние карелиды) — 2600—2000, нижнепротеро-

зойский (карельский, тобольская и селецкая эпохи) $> 2000 \pm 100$, среднепротерозойский (свекофенский) $> 1700 \pm 100$ млн. лет, позднепротерозойский (байкальский).

Один беломорский комплекс подвергся нескольким этапам деформаций, начиная с ранней архейской складчатости и последовавшего метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций, затем наложенных деформаций лоухского, ребольского, селецкого периодов протерозоя и кончая поздними зонами рассланцевания и милонитизации (М. М. Стенарь, 1973 г.).

В истории развития Алданского щита выделяются следующие этапы (Глуховский, Ставцев, 1973): катархейский — 4500 млн. лет (базитовый фундамент), раннеархейский > 3100 , развитие структур платформенного и геосинклинального типов, позднеархейский — 3100—2600 — протогеосинклинали; раннепротерозойский — 2600—1900 млн. лет. Авторы считают, что на Алдане архейская платформа в отличие от общепринятых взглядов была структурой первичной, возникшей на базитовом основании, а не формировалась после геосинклинали. Вывод несколько неожиданный, он не раскрывает механизма образования ни базитового основания, ни самой платформы.

Возраст поздних комплексов Алданского щита следующий: удоканский Pt_1 (2600—1900 млн. лет) — кварциты, сланцы, конгломераты, алевролиты; маймаканский Pt_2 (1900—1350 млн. лет) — эффузивы, моласса, конгломераты, песчаники, сланцы; ингилийский Pt_3 (1350—675 \pm 25 млн. лет) — терригенные и карбонатные формации; юдомские отложения (венд; 675 \pm 25—570—550 млн. лет) лежат с размывом, это карбонатно-терригенные формации и в терригенных породах, несмотря на метаморфизм, сохранились акцессории.

И. Л. Лучинин (1972) на основании формационного анализа достаточно убедительно показал сложность тектонической истории развития Урала и наличие здесь, по крайней мере, четырех полных циклов, начиная с нижнего рифея, что, кстати, было замечено и нами. Признание полицикличности в развитии Урала, пришедшее на смену моно- или бицикличности, является существенным сдвигом в представлениях уральских геологов, подобным тому, который происходит сейчас и в Казахстане (Ю. А. Зайцев, Л. И. Филатова, 1972 г.).

Докембрий Казахстана разделен Ю. А. Зайцевым и Л. И. Филатовой (1972 г.) следующим образом: архей ($> 2600 \pm 100$ млн. лет) — кристаллические сланцы Кокчетавы (зерендинская серия), Улуту (бектурганская серия) и их аналоги на северо-востоке Центрального Казахстана, в Южном Казахстане и Тянь-Шане; ранний и средний протерозой (2600—1600 \pm 50 млн. лет) — Улуту (карсакапская, аралбайская и жийдинская серии), Кокчетавы (ефимовская серия, иманбулрукская свита) и другие их аналоги; поздний протерозой (1600—670 \pm 20 млн. лет) — Улуту (боздакская, кокусуйская, белеутинская серии), Кокчетавы (кокче-

тавская серия), Тянь-Шаня (кенкольская, ортогауская серии), Кендыкта-са (коклатаская свита); венд (670—570±10 млн. лет) выделен в Улут-ау (акбулакская, улутауская серии).

Количество примеров можно значительно увеличить.

Как теперь выясняется, многие линейные геотектоногены планеты закладывались на ЗК континентального типа, которая к тому времени уже сформировалась в результате длительного и полициклического развития.

Переходя к общей периодизации докембрия, приведем лишь несколько последних схем.

Л. И. Салоп (1972 г.) выделяет в докембрии континентов пять циклов по максимумам проявления тектоники и магматизма: 3500, 2800—2600, 2000—1900, 1100—1000, 1000—650 млн. лет. По его мнению, разновозрастные комплексы континентов северного полушария сближаются по набору геологических и рудных формаций.

По данным В. П. Казаринова (1972 г.), эпохи докембрия по составу и характеру геологических формаций можно разделить на анорогенные и орогенные.

Анорогенные	Орогенные
500—800 млн. лет	150—350 млн. лет, герцинская
1300—1600 » »	950—1150 » » гренвилльская
2100—2400 » »	1750—1950 » » карельская
2900—3200 » »	2550—2750 » » кеноранская

Первые, по его мнению, соответствуют периодам расширения Земли, вторые — сжатия.

По-видимому, история развития каждого из древних массивов обладала своими особенностями, несовпадением этапов развития (вследствие различного пространственного положения), времени стабилизации (Кратц и др., 1973). Однако не всегда это нужно выделять в качестве особого типа развития («европейский», «сибирский», «канадский», «бразильский» и т. д.), так как общий механизм оставался близким: сетка ГПЗ, образование ядер континентов, их дробление, новое срастание и т. д. Несколько не совпадало лишь время, простираемое ГПЗ (может быть, вследствие начавшегося дрейфа).

Возраст платформенных отложений древних континентов различен, и занимают они только часть планетной поверхности, что указывает на неодновременность их образования, т. е. скорее на механизм ГПЗ при формировании покровов и

самого кристаллического основания, чем на всеобщее одновременное образование сплошной материковой коры под влиянием обильной дегазации и дифференциации в архее.

С каждым годом по мере получения новых данных история развития докембрия все более проясняется, все более отчетливой становится этапность. Однако нельзя не заметить, что большая продолжительность геологических этапов докембрия, не совпадающая с фанерозойскими, поскольку это связано с космическими факторами, является следствием не каких-то особых условий, а лишь стертости границ и малой контрастности, если это не связано с недостатком наблюдений. Скорее всего, здесь отмечаются более полные мегациклы. Недавнее обсуждение проблем цикличности геологических процессов (Н. Я. Кунин и др., 1973 г.) показало полную обоснованность разнопорядковой периодичности тектонических явлений на Земле (длительность 21—40—150—200 млн. лет). Изменение продолжительности циклов одного порядка можно объяснить только изменением положения блоков относительно деформационной волны, т. е. их дрейфом.

117 Видимая разнопериодность выделенных циклов объясняется и неодинаковой их изученностью, а также стремлением исследователей определять цикличность либо только по складчатости, либо исходя из условных геосинклинальных стадий развития. Фактически обычных тектонических циклов в докембрии продолжительностью в 130—200—250 млн. лет было гораздо больше.

Появление так называемых «альпинотипных», «постконсолидационных» гипербазитовых поясов на континентальной коре — еще одно доказательство полицикличности ГПЗ. Об этом свидетельствуют и данные по гипербазитам юга Сибири и Монголии (Г. В. Пинус, В. А. Кузнецов, 1958 г.; Н. П. Ильин, 1970; В. А. Кудрявцев, 1973 г.; В. М. Немцович, 1973 г. и др.).

Более общая периодизация последнего времени (Хаин, 1972) такая (в млрд. лет):

- 1) догеологический период (5,5—5,0) — обособление ядра Земли;
- 2) катархейский (5,0—4,5) — базальтовая оболочка (наши «базальтовый» и «диоритовый» периоды);
- 3) раннеархейский (4,5—3,5) — появление литосферы и

гранитизированных эмбрионов континентов («гранитный» период);

4) позднеархейский — раннепротерозойский (3,5—2,0) — формирование континентальной коры (метаморфизм);

5) среднепротерозойский (2,0—1,4) — консолидация коры, развитие платформ;

6) позднепротерозойский — палеозойский (1,4—0,25) — дробление Мегагеи, обособление платформ, заложение геосинклинальных поясов, формирование Лавразии;

7) мезозой-кайнозойский (0,25—0) — образование молодых океанов: Атлантического, Индийского, Арктического и Южного, обновление Тихого океана.

Эта схема периодизации, как видно из предыдущего материала, слишком упрощенна, подчинена устаревшим подразделениям. Все же и в ней наблюдаются усложнение и дисимметрия структур со временем.

Интересны некоторые последние данные о современных деформациях ЗК. Дешифрирование аэроснимков и космоснимков рисует сложную картину разрывов ЗК, разделяемых на несколько разнопорядковых классов, начиная от линейных структур и кончая мелкими разрывами. Выяснилось, что крупные линейные элементы состоят из сгущений мелких, часто разнонаправленных трещин, с преобладающим числом генерального простираения (Скарятин, 1973). Субширотные системы разломов, отмеченные на космоснимках, имеются и в Казахстане. Они были показаны на наших прежних схемах. Поскольку геологическое выражение их нечеткое, возможно, это разломы фундамента этапа растяжения, не достигшие глубинных частей ЗК.

Планетарная трещиноватость, согласно последним статистическим обобщениям, имеет такие ведущие направления: субдолготное, субширотное, северо-восточное (45°) и северо-западное (315°), т. е. две ортогональные системы, повернутые относительно друг друга на 45° .

Измерения напряженного состояния пород показали, что в кристаллических массивах они значительно превышают нагрузку. Даже в таком относительно стабильном массиве, как Хибины, замеры напряжений дали 300—700 кг/см², что в 10—20 раз превышает нагрузку (И. А. Турчанинов и др., 1973 г.) и объясняется нарастанием геодинамических напряжений при горизонтальных движениях ЗК.

Правда, многие авторы, в том числе и Н. К. Булин (1973), отмечают, что замеры напряженного состояния пород методом разгрузки могут давать значительные погрешности. Обнадеживают замеры этих параметров для больших объемов массивов во времени.

Расчеты показывают, что при скорости движения блоков 1—2 см/год сжимающие напряжения могут распространяться на расстояние до 1600 км (Эндрюс, 1972 г.). Обычная расчетная формула суммы касательных горизонтальных напряжений Н. Хаста такая:

$$\sigma_x + \sigma_y = (0,98 H + 180) \text{ кг/см}^2$$

или

$$\sigma_x + \sigma_y = (0,99 H + 191) \text{ кг/см}^2,$$

где H — глубина от поверхности, м.

Из этого следует, что в каждый данный период времени в ЗК планеты возникают напряжения, вызывающие развитие геометрических систем трещин.

Таким образом, учитывая дополнительные стратиграфические и радиохронологические данные, можно прийти к следующим выводам:

1. В геотектоническом развитии ЗК планеты существует эволюционная общепланетарная цикличность, что отмечалось многими исследователями, определяемая космическими факторами и устойчивая для континентов. Периодичность ее, по-видимому, с течением времени менялась в направлении сокращения продолжительности циклов от 250—200 млн. лет в архее до 130 млн. лет в фанерозое. В целом приемлема приведенная нами ранее схема (Щерба, 1970, табл. 4,5).

2. Нарушения периодичности циклов имеют двоякую природу: а) эволюционное изменение космического режима, выражающееся в общем сокращении длительности периодов для планеты в целом; б) возрастание или сокращение длительности периодов вследствие дрейфа геоблоков, начиная с позднего архея, когда возникли ядра континентов («гранитный» период). Совпадение вектора движения с общей деформационной волной при изменении фигуры планеты удлиня-

ло периодичность, а всякие иные соотношения — укорачивали ее.

3. Вследствие дрейфа континентов в условиях ротационного режима Земли нарушается общая синхронизация тектонических процессов не только в разных частях планеты, но даже и в пределах отдельных континентов (вступление деформаций и релаксация). Поэтому необходима датировка периода формирования каждой континентальной и океанской структуры в отдельности.

4. Формационные серии геотектонических циклов, по крайней мере, начиная с позднего архея, в своей эволюции имеют много общих черт с фанерозойскими, отличаясь от них меньшей контрастностью и соотношением отдельных формаций и их рядов.

5. Наличие геотектонической цикличности, естественно, обуславливает и ступенчатое развитие ЗК, а также и многослойное, ярусное ее строение.

Геотектоногены линейного и каркасного типов

Развитие геотектоногенов линейного и каркасного типов первоначально обосновывалось на материалах по геологии Казахстана, где наиболее полно представлена фанерозойская история активного развития. Как показывает анализ материалов в целом по СССР, по другим странам и континентам, эта принципиальная схема почти полностью себя оправдывает и в приложении к ним. Больше того, многие исследователи в последнее время пришли к выводам, близким к нашим. Сейчас трудно сказать, какие структуры возникли первоначально — линейные или каркасные. Казалось бы, линейные возможны лишь в условиях существования жестких массивов, но, с другой стороны, само возникновение массивов могло быть обеспечено лишь возникновением сетки линейных глубоких каналов в тектоносфере.

Обратимся к некоторым примерам каркасных структур континентов.

Гвианский и Бразильский щиты Южной Америки имеют неоднородное строение, отдельные их блоки спаяны линейными докембрийскими геотектоногенами северо-восточного, северо-западного и субмеридионального простирания, причем многие из них полицикличны (рис. 1).

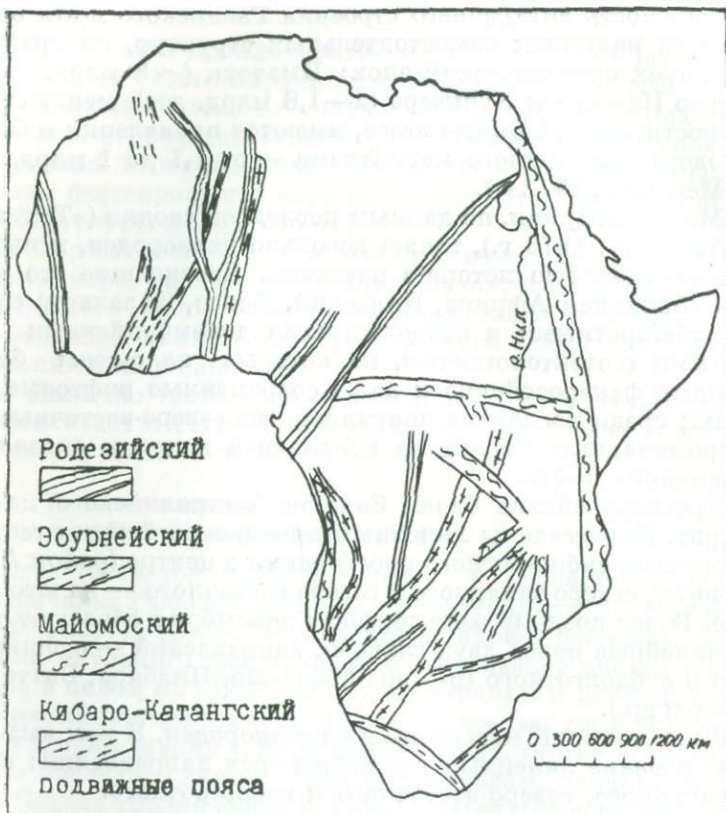
Сложность внутреннего строения Гвианского щита определяется наличием самостоятельных структур, по крайней мере, трех орогенических эпох: Иматака (~3 млрд. лет), Супамо Пастора и Кучиверо (2—1,8 млрд. лет), меняющегося простираия. Помимо этого, имеются проявления и более молодого наложенного магматизма — от 1,7 до 1 млрд. лет (К. Менендес, 1972 г.).

Массив Африки, по данным последней сводки («Тектоника Африки», 1973 г.), также довольно разнороден, испытал полициклическую историю развития. Древнейшие его кратоны (Западная Африка, Нильский, Конго, Калахари) спаяны субширотными и субдолготными докембрийскими линейными геотектоногенами, на которые наложены более молодые фанерозойские и даже современные рифтовые системы; среди последних появились еще северо-восточные и северо-западные. Структура континента в целом оказалась мозаичной (рис. 2).

Древнеархейские блоки Западно-Австралийского массива (рис. 3) рассечены линейными позднеархейскими геотектоногенами субширотного простираия в центре (район Алис Спрингс), северо-западного и северо-восточного — на юго-востоке. Более поздние метаморфиты докембрия образуют также линейные пояса двух главных направлений — субширотного и субдолготного (районы Масгрейв, Пилбара, Виттория Ривер и др.).

Индостанский массив также неоднороден. В нем выделяются древние линейные структуры трех направлений: северо-западного, северо-восточного и субширотного.

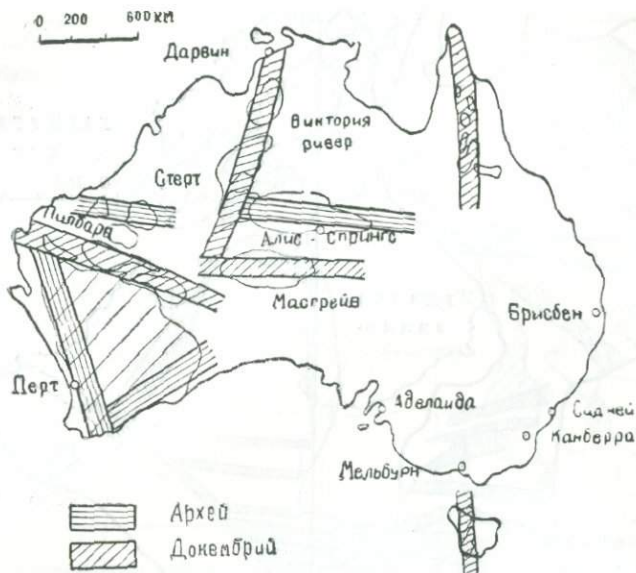
Мозаичность Канадского щита доказана не только геологическими, но и геофизическими данными. Для орогении Кенора особенно характерны системы субширотных структур на юге и северо-восточных — на крайнем северо-западе (рис. 4). Не менее отчетливы линейные геотектоногены, образованные гудзонской орогенией. Это главным образом северо-восточные линейные структуры северной части щита и менее распространенные северо-западные и субдолготные. Наконец, гренвилльские линейные структуры юго-восточной окраины массива имеют два направления: главное — северо-восточное и второстепенное — северо-западное. Канадские геологи (Д. Дуглас, А. Прайс, 1972 г. и др.) отмечают, что линейные зоны здесь фиксируют бывшие мобильные



2. Структура массива Африки.

пояса. Кратонизация происходила в архее, протерозое и фанерозое; она охватывала структуры, достигшие зрелой стадии развития. В формировании плит выделяются четыре стадии: доорогеническая геосинклинальная, раннеорогеническая, магматизации с развитием основных и ультраосновных интрузий и, наконец, стадия максимальной орогении и последующей кратонизации.

Структура Балтийского щита отчетливо блоковая. Обособляются четыре блока различной мощности, смещающиеся относительно друг друга в направлении изостатического

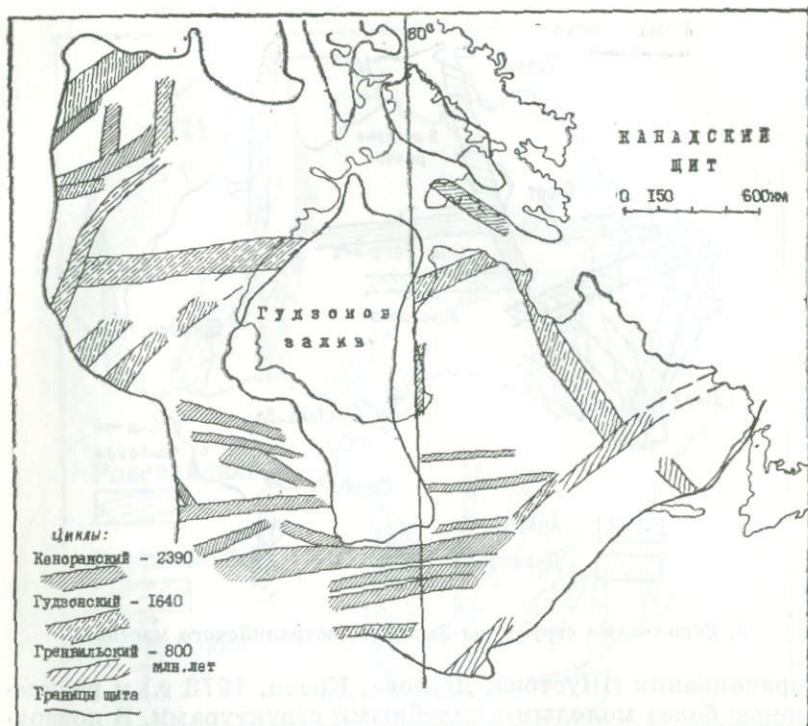


3. Решетчатые структуры Западно-Австралийского массива.

выравнивания (Шустова, Дедеева, Кратц, 1973 г.) и расчлененные более молодыми линейными структурами. В поверхности ложа щита видны остатки двух параллельных трогов северо-восточного простирания: Скандинавского под поясом каледонской складчатости (глубина до 56 км) и Ботнического (глубина до 45 км). В целом же, и по геофизическим данным, щит распадается на ряд блоков, разделенных поясами ниже- и среднепротерозойской складчатости (И. П. Палей, 1973 г.; Л. А. Шустова и др., 1973 г.).

Фрагментарный характер имеет и внутреннее строение Центрального массива Франции. Отмечаются различная мощность блоков (30—25 км и менее) и переменный состав под ними верхней мантии. Блоки разделены «рвами», заполненными вулканогенными отложениями.

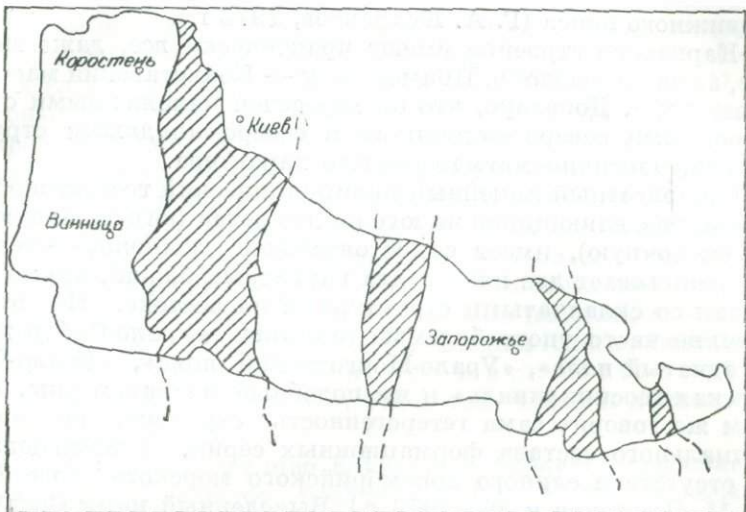
Украинский щит, по данным многих исследователей (Н. П. Семененко, Я. Н. Белевцев, Г. И. Каляев, И. С. Усенко, 1972 г.; И. Р. Белоус, В. А. Королев, 1973 г. и др.), расчленен на ряд протоплатформенных блоков субдолготными ли-



4. Линейные структуры разновозрастных циклов Канадского щита.

нейными структурами докембрия (так называемыми протогеосинклиналиями) с возрастом до 2300 млн. лет. По формационному составу и структурам это типичные линейные геотектоногены (рис. 5).

Правильно указав на специфику гранитообразования в древних куполах, Е. В. Павловский (1973 г.) в то же время отрицает влияние тектоники на их формирование. Противоречат этому следующие факты: линейность в расположении гранито-гнейсовых куполов, необходимость высоких давлений и температур и, наконец, каркасное строение древних массивов. Во всех этих случаях влияние тектоники неизбежно. Как видно из работы П. С. Веремьева (1974 г.), нуклеарный блок раннего докембрия Северного Приднестровья



5. Схема размещения субвулканотных геотектоногенов Украинского щита
(по материалам Г. И. Каляева, 1972).

Украинского щита, считавшийся скоплением беспорядочно расположенных гранито-гнейсовых куполов, на самом деле представляет собой тектонический узел сопряжения разноориентированных ГПЗ, в полном соответствии с положениями гипотезы геотектоногенов (Щерба, 1970, стр. 79 и др.).

Каркасное строение отчетливо вырисовывается и для фундамента всей Восточно-Европейской платформы. На схеме В. А. Дедеева и др. (1973 г.), Р. А. Гафарова (1973 г.) ясно видно, как разнонаправленные пояса карельской и свекофенской складчатостей пересекают и частично корродируют архейские континентальные массивы, а байкалиды наращивают континент на востоке. Фундамент расчленен северо-западными, северо-восточными и дугообразными мобильными зонами, между которыми заключены континентальные массивы более древней стабилизации.

Каркасность Алданского щита обусловлена развитием в архейских блоках нижнепротерозойских линейных разнонаправленных поясов (Субганский и другие). Возникновение Алданского массива относится к раннему архею, в это же

время наметилось формирование Курультино-Гонамского подвижного пояса (Г. А. Кудрявцев, 1973 г.).

Каркасное строение имеют практически все, даже мелкие, древние геоблоки. Пример тому — Кокчетавский массив Казахстана. Доказано, что он пересечен наложенными субширотными северо-восточными и северо-западными структурами, частично магматогенного характера.

Субдолготный линейный полициклический геотектоноген Урала, разделяющийся на юге на две ветви (юго-западную и юго-восточную), имеет самостоятельное значение — четко разграничивает две плиты (два каркасных блока), прямо не связан со складчатыми структурами на востоке. По этой причине часто употребляемые термины «Урало-Сибирский складчатый пояс», «Урало-Монгольский пояс», «Урало-Сибирская геосинклиналь» и им подобные неправомерны. Об этом же говорит сама гетерогенность структур, различие фациального состава формационных серий, указывающие на отсутствие единого докембрийского морского бассейна (Л. М. Парфенов и др., 1973 г.). Выделенный нами Срединный Казахстано-Охотский пояс Советского Союза (Щерба, 1960, 1968) сейчас переименован в Центрально-Азиатский без должных оснований (Беспалов, 1973 и др.).

Интересно появление в древних массивах еще и кольцевых магматических и метаморфических структур. Так, раннедокембрийские структуры Гондваны напоминают складчатые овалы, обрамленные линейными поясами чарнокитов. В Алданском щите катархей р. Сутам характерен наличием отрицательных кольцевых структур с возрастом около 4,5 млрд. лет, по которым развивались гранито-гнейсовые купола. Кольцевые древние структуры разного происхождения имеются во всех континентальных блоках, в том числе и в Украинском массиве. В последнее время обращается внимание на возможность наличия среди них и древних астроблем, поскольку обнаружены молодые структуры подобного происхождения (Америка, у нас Прибалтика, Таймыр, Прибалхашье (?) и др.). В большинстве случаев кольцевые структуры представляют собой либо обрамления древних массивов, либо магматогенные образования центрального типа в узлах пересечения глубинных разломов.

Подводя итоги, можно считать, что каркасное строение имеют все древние континентальные

м а с с и в ы. Только недавно геофизическими методами установлены остатки меридиональных протерозойских структур, рассекающих Украинский кристаллический массив и имеющих глубинные корни в виде ложбин на поверхности М. Подобные корневые структуры различных простираций зафиксированы также в Канадском, Бразильском, Балтийском и других щитах. Таким образом, континентальные массивы не являются монолитными глыбами. Это древние каркасные геотектоногены позднего архея, разделенные более молодой разрывной тектоникой на ряд мегаблоков и более мелких блоков, смещенных и смещающихся относительно друг друга. Это хорошо доказывается не только наземными исследованиями, но и космоснимками. Следовательно, подкрепляется мнение о гетерогенности массивов, геоблоков, об их мобильности, в том числе и в настоящее время.

Еще более отчетливо каркасный характер строения докембрийских и более поздних массивов подтверждается развитием здесь линейных геотектоногенов фанерозоя. Сюда относятся все так называемые срединные массивы, в том числе и Казахстана. Количество их значительно, они достаточно хорошо изучены и описаны в литературе.

Ряд исследователей тектоники докембрия (Кратц и др., 1973; Муратов, 1973, стр. 108 и др.) сейчас уже признает, что протогеосинклинали развиваются на месте зон региональных глубинных разломов, к которым приурочены метаморфические пояса высоких давлений, проявления магматизма различного состава в пределах одного мегацикла. Что это, как не древние линейные геотектоногены?

Линейные типы геотектоногенов Казахстана уже достаточно подробно описаны. Сопоставление новых данных по другим регионам показало, что разработанная модель их развития имеет достаточно широкое значение.

В течение каждого цикла «заполнение» линейных ГПЗ фанерозоя, судя по выполненным замерам и расчетам, формируется из следующих источников:

а) седиментного материала денудированных бортовых частей (приращение сверху за счет латерального перераспределения) — 70—30 %;

б) магматического внутрикорового материала (ультраметаморфизм, магматизация, интрузии; перераспределение вещества между оболочками с тенденцией миграции кверху) — 30—60 %;

в) магматического мантийного материала (гипербазиты, основные вулканиты) — 5—10 %.

Из этого следует, что собственно приращение мощности ЗК в течение одного тектоно-магматического цикла в общем незначительно (до 10 %), так как в основном преобладает перераспределение вещества (группы «а» и «б»). Следовательно, за один геотектонический цикл невозможно получить из океанской коры кору промежуточного и тем более континентального типа. Все это говорит о несостоятельности теории моногеосинклиналей и подтверждает неизбежность полициклического ступенчатого развития ЗК, уже доказанную прямыми геологическими наблюдениями.

При формировании геотектоногенов роль мантийного вещества уменьшается от ранних стадий и циклов к поздним и возрастает — внутрикорового. С течением времени от ранних стадий к поздним, от цикла к циклу происходит также возрастание количества и усложнение структурных форм составляющего материала на фоне общего разрастания, сиалитизации.

Прекращение орогенической формы развития ЗК, стабилизация (кратонизация) обеспечивают преобладание факторов эпейрогенеза — перетекания вещества астеносферы, коррозии корней гор, денудации сверху, результатом чего явились современные щиты, платформы, плиты с их внутренним каркасным строением и устойчивостью.

Исследование соотношения пород различного состава в разных частях моно- и полициклических геотектоногенов позволяет определить их вещественную структуру и выявить исходный материал прошедшей магматизации. Именно этот материнский субстрат средней части КП, регенерируясь в течение каждого цикла, и определяет состав магматитов и металлогению средней и поздней стадий развития.

Следовательно, можно говорить о том, что первоначально слабо дифференцированный верхний слой планеты был покрыт пленкой базальтового состава, а затем и более кислого. Если в начальные периоды преобладал процесс выплавки базальта, а затем и андезита из мантии, то в после-

дующем все большее значение начали приобретать перераспределение вещества на поверхности (седиментация) и регенерация внутрикорового материала под влиянием глубинного метаморфизма, метасоматоза, сопровождавшихся разогревом и привнесом ювенильных подвижных компонентов. В частности, срединно-океанские хребты (СОХ) мы считаем находящимися в условиях еще «диоритовой» фазы. Отсюда «базальтовая», «диоритовая» и «гранитная» фазы и соответствующие им стадии развития ЗК качественно различны: первые две — в основном мантийного происхождения, последняя — главным образом регенерационная. Однако и такое представление не лишено условности, так как, если углубиться в астеносферу и более глубокие горизонты, то и там, вероятно, обнаружатся регенерационные процессы (та же зонная плавка), поставляющие пиролит, базальт и андезит (астеносферный слой).

Механизм ГПЗ и тектоника плит

В предыдущих работах механизм ГПЗ достаточно подробно рассматривался. Если здесь мы вновь затрагиваем его, то это связано с необходимостью детализации, поскольку широкое и некритическое увлечение механизмом «тектоники плит» грозит утратой существенных моментов, имевших место в действительности при формировании континентов.

Сначала о современных идеях «тектоники плит». Первоначально идея о дрейфе континентов была высказана почти тысячу лет назад (Беруни и др.), затем уже в наше время (1910, 1925 гг.) обоснована А. Вегенером. В связи с новыми фактами «растекания» морского дна и сдвигения литосферных плит эта гипотеза была за последнее десятилетие модернизирована и представлена в виде «новой глобальной тектоники» или «тектоники плит». В дополнение к ранее известным данным мобилизма прибавились новые факты. Они приведены в многочисленных (многих сотнях) публикациях зарубежных авторов в самые последние годы (Дж. Берд, У. Морган, Дж. Оливер, Т. Нельсон и П. Темпл, Ш. Дрейк, Д. Ловелл, Г. Джинкинс, К. Гинц, 1972 г.; Дж. Веттер, К. Талбот, 1973 г. и многие другие). Большая их часть проанализирована в обзорных статьях П. Н. Кропотки-

на, В. Е. Хаина (1973 г.). Новые идеи отражены в двух последних сборниках «Проблемы глобальной тектоники» (1973) и «Металлогения и новая глобальная тектоника» (1973, статьи А. А. Ковалева и др.).

Древний континент Пангея существовал 1,5 млрд. лет назад; позднее он разделился на два континента — Гондвану и Лавразию, между которыми раскинулось море Тетис. Гондвана, в свою очередь, распалась на массивы — Австралию, Антарктиду, Африку, Южную Америку, Индостан. От Лавразии отделился массив Канады. Модернизация гипотезы выразилась в обосновании наличия литосферных плит разной мощности, включающих современные континенты и океаны и «плавающих» на слое Гутенберга. Хотя вероятность существования в прошлом суперматериков оспаривается в нашей печати (Шейнманн, 1973 и др.), все же поступают новые, подкрепляющие ее данные. Реконструкции материков на основе тектонических структур докембрия (по изобате 910 м), обрамляющих Атлантический и Индийский океаны, показала вероятность весьма реальных связей Европы, обеих Америк, Африки, Австралии, Индии и Антарктиды (А. К. Башарин и др., 1973 г.), разделенных узкими мобильными поясами.

О едином в прошлом континенте Африка — Южная Америка пишут И. Пипер и др. (1973 г.) на основании построенных по палеомагнитным данным. Единую дугу образовывали мобильные пояса Намакваленд, Кибара и Гренвилл. Расхождение материков началось 1 млрд. лет назад.

Из приводимых Ю. М. Шейнманном (1973) возражений против тектоники плит вызывает интерес одно — установление связи между глубинными процессами в ГПЗ и периодами инверсий магнитного поля, а также ускоренное перемещение магнитных полюсов. Палеоклиматические реконструкции как будто указывают на стабильное положение полюсов.

Число основных литосферных плит (включая континенты и океаны) — шесть, если же учесть и разъединенные блоки, то количество их возрастает до 22 и даже более. Границами являются срединно-океанские хребты, глубоководные впадины, талассогенали. Между континентальной и океанской частями одной и той же плиты устанавливается переходная область, представляющая собой континентальный

склон шириной 20—350 км. Поверхность его наклонена в сторону океана под углами 2—10°, редко более. Она примыкает либо к континенту непосредственно, либо к его погруженной части — шельфу. Глубинное строение стыка обнаруживает, что обе прилегающие части не представляют собой единой плиты, а сращены переходной структурой типа линейного геотектоногена фанерозоя, находящегося на ранней стадии развития (К. Дрейк и др., 1959 г.). По данным О. Д. Корсакова и др. (1972 г.), континентальные склоны являются новообразованными структурами, так как они обрезают под углом докайнозойские структуры континентов.

Высказано даже такое предположение, что сдвигание литосферных плит регулирует теплопотери Земли через рифтовые трещины (Ушаков, 1973 г.), что эти трещины являются одновременно и участками, где происходит разгрузка напряжений, выделяются избыточные массы, так что области современного вулканизма, осевые зоны СОХ можно даже рассматривать как «отдушины», где происходит разгрузка конвективных потоков астеносферы. Предложен и дополнительный механизм раздвига (spreading rise) литосферных плит по принципу клина в СОХ (Р. Вайс, 1970 г.; У. Морган, 1972 г.).

«Горячие точки» Атлантики — острова Азорские, Тристан-да-Кунья, Буве и морские горы Колорадо, Дискавери — были расположены в пределах СОХ. Как считают Х. Кевин, Кидд, Дж. Вилсон (1973 г.), они сместились относительно друг друга в широтном направлении.

Предположения о движении плит над расплавленными «горячими точками» или «пятнами», «конвекционными ячейками», «плюмажами» в мантии наталкиваются на противоречия в возрастной датировке вновь возникающих магматических пород, которая должна показывать омоложение в направлении, обратном вектору перемещения плит, чего на самом деле не отмечается. Пока наименее обоснованы наличие и причинность конвективных потоков, «плюмажей» в верхней мантии — основы теории «тектоники плит». Делается попытка подойти к этому вопросу путем определения времени и замера объемов базальтовых излияний в районах Гавайских островов и Гренландии — Исландии (П. Фогт, 1972 г.). По другому мнению (Дж. Райт, 1973 г.), следует

различать мантийные тепловые мегаструи крупного размера (под Исландией) и отдельные узкие восходящие потоки — колонны активной магмы, отделяющиеся от мегастрей в ЗК.

Эксперименты на моделях с подобными по вязкости материалами показали возможность механизма «тектоники плит», включая и возникновение струй течения (Ф. Тернер, 1973 г.). Слои пониженных скоростей волн и повышенной пластичности в Северной Америке расположены на глубинах 150—220 км; выделяются еще три границы на глубинах 430, 550 и 650 км.

Сдвигения блоков, смещения континентов, как считает большинство исследователей, — явления фанерозойские и даже мезозой-кайнозойские, благодаря возросшей неоднородности ЗК и усилению степени неуравновешенности отдельных ее фрагментов. Приводятся доводы в пользу того, что такой же механизм действовал и в архее (К. Талбот, 1973 г.). Среди полей гранитоидов архейских кратонов есть «пятна» зеленосланцевых поясов. Первичная кора (тоналитовые гнейсы), по этим данным, получилась в результате засасывания (subduction) океанских плит под первоначальные островные дуги. Сначала «работал» механизм островных дуг, а в конце архея — орогенез гималайского типа, т. е. шло столкновение плит, их спайка. Остается неясной проблема гранулитов и анортозитов. Андезиты изливались по краям сходящихся плит, а толеиты — в зонах растяжения; магмы выплавлялись на глубинах 15—35 км. Для щелочных базальтов эти глубины больше — 35—70 км, а глубже 80 км выплавлялись андезиты (Р. Сугисаки, 1972 г.).

Гипотеза «тектоники плит» в настоящее время подвергается оживленному обсуждению. Наряду с многочисленными и очень активными сторонниками идей дрейфа континентов, спрединга и всасывания плит в мантию имеются и противники как среди наших геологов (В. В. Белоусов, Б. А. Петрушевский, 1971 г.; Ю. М. Шейнманн, В. Г. Бондарчук и др.), так и зарубежных исследователей (У. Морган, 1967 г.; Д. Мак-Кензи и Р. Паркер, 1967 г.; Дж. Вилсон, 1969 г.; И. Краус, 1970 г.; У. Дикинсон, 1972 г.; А. и К. Энгели, 1972 г.; Ф. Ахмад, 1971 г.; Т. Фитч, 1972 г.; А. А. и Г. А. Мейергоффы, 1972 г. и др.). В частности, Ф. Ахмадом (1971 г.) высказана интересная мысль о двукратной базифи-

кации ложа океанов: первой, главной, 1100 млн. лет назад и второй — в начале мезозоя. Оба периода, по его мнению, сопровождались расширением Земли.

Критики гипотезы «тектоники плит» опираются на материалы изучения длительной истории развития континентов в их, так сказать, «стабильном положении», руководствуясь гипотезой геосинклинального развития с последующим переходом структур в платформенное состояние. Отмечается ритмичность геотектонических циклов, различие состава верхней мантии под континентами и океанами. А. и Г. Мейергоффы (1972 г.) приводят еще такие факты: наличие четкой палеоклиматической зональности на материках относительно современного экватора (с триаса), совпадение синхронных разрезов Северной Африки и Средиземноморской Европы, Аравии и Индии, Испании и Австралии; магнитные пояса продолжаются из континентов в океаны. Есть противоречия и в связи с реальным геологическим развитием Перуанских Альп (западный складчатый пояс Перуанских Альп заложен на ЗК сиалического типа — сланцах и гнейсах нижнего палеозоя), Тасмании.

Многие острова и дуги не ассоциируют с зонами засасывания. Появление их в этом случае объясняется приуроченностью к «термическим разветвлениям» в верхней мантии и на границе с ЗК. Не является ли эта особенность более общей закономерностью? В таком случае вообще отпадает надобность в столь сложно объяснимом допущении о засасывании легких пород ЗК в мантию.

Возникает необходимость в построении модели самого образования ЗК. Ведь для того, чтобы происходило перемещение плит, надо сначала иметь что перемещать, т. е. готовую неоднородную астеносферу и ЗК, а идея одного спрединга и столкновения плит, «скупивания» пока образование ЗК объяснить не может.

В общем, все эти данные, предположения и несоответствия были учтены нами ранее при разработке гипотезы ступенчатого развития. В отличие от гипотезы «тектоники плит» несколько иной механизм был выявлен в процессе анализа движений по ГПЗ. Установлена ритмичность и разнонаправленность движений в разные периоды не только для материков в целом, но и для их частей и даже отдельных блоков. Основой механизма оказалось не центробежное

и иное «разбегание» блоков, а периодическое раздвижение и сближение, чего пока нет в механизме «тектоники плит». При этом отпадает необходимость в допущении гипотетических глубоких конвективных потоков в верхней мантии, далекого засасывания легкого силикатического материала в более тяжелые среды глубин и в других малособоснованных допущениях.

Если толчком для стадии растяжения определенных частей поверхности Земли являются ротационные силы в условиях неравновесности блоков, то обратное сдвигание и сжатие может быть обязано не только релаксации в упругой среде, но и волнообразному перемещению зон сжатия и растяжения в верхнем слое планеты. Дальнейшие перемещения переменного знака все убывающего масштаба могут быть обязаны механизму упругих сред. Сама по себе пульсационность, ритмичность, глобальное распространение раздвигов и сближение блоков — веские основания для того, чтобы считать их первопричиной в большей мере космические факторы, нежели чисто внутренние силы (взаимодействие сил Этвеша и Кориолиса в условиях периодического изменения положения оси вращения Земли в меняющемся гравитационном поле орбиты Солнечной системы).

Ближе всего к гипотезе геотектоногенов подошел Д. Редер (1973 г.), рассматривающий орогенические пояса с позиции субдукции литосферных плит, при которой в зависимости от механизма образуются «синтектические» структуры с параллельным расположением зон континентального состава и «антитектические» структуры с океанским основанием в ядрах. При вращении блоков возникают веерные структуры.

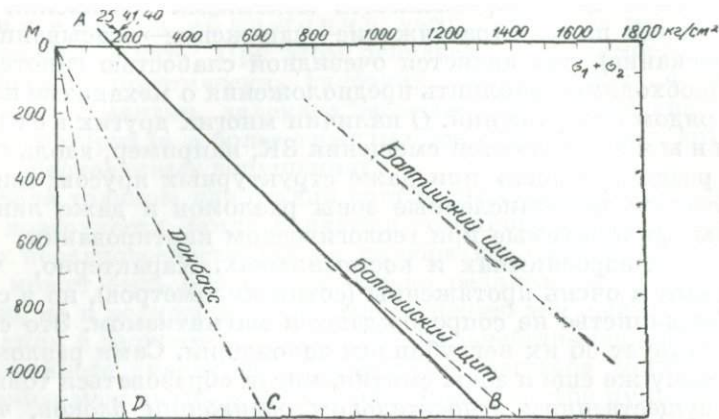
Сейчас фиксируются в основном раздвиги. Однако, исходя из общепланетарного механизма, одновременно с зонами растяжения должны возникать и зоны сжатия в противоположных сегментах. Если первые хорошо проявляются и документируются геологически, то вторые более скрыты и потому менее изучены. Кроме известных молодых надвигов и шарьяжей, таких, как Гималаи, Альпы, пока недостаточно документированы зоны избыточного сжатия, напряжения в которых измерены главным образом в консолидированных массивах и то на небольших глубинах (Н. Хаст, П. Н. Кропоткин и др., 1971, рис. 6, 7). Отсутствие таких данных и

обусловило однонаправленность механизма движений в «тектонике плит» (растяжение→сдвигание→всасывание→вытекание), что является очевидной слабостью гипотезы.

Необходимо дополнить предположения о механизме плит еще рядом соображений. О наличии многих других неглубинных поверхностей смещения ЗК, например, вдоль границ раздела «слоев» или даже структурных ярусов, свидетельствуют многочисленные зоны разломов и даже линейаменты, фиксируемые при геологическом картировании, на высотных аэроснимках и космоснимках. Характерно, что хотя они и очень протяженны (сотни километров), но в своем большинстве не сопровождаются магматизмом. Это свидетельствует об их неглубинном заложении. Сами разломы, да к тому же еще и зоны смятия, могли образоваться только при существенном относительном сдвигании блоков, что, кстати, отчетливо документируется. Например, по литературным данным, перемещения по разлому Сан-Андреас постмиоценовые и оцениваются в 254 ± 8 км, а с начала верхнего миоцена — 8—34 км. Более того, сейчас волноводы устанавливаются, по данным ГСЗ, и в пределах ЗК. Так, в провинции Гренвилл (Канада) глубина волновода от 6 до 15 км, расположен он над границей К (М. Берри, Г. Фуш, 1973 г.). Другой пример — структура Гималаев. Здесь установлены четыре фазы движений. В первую перемещение к югу оценивается в 150 км; вторая — сжатие и выпячивание пластин; третья — возникновение линейных структур северо-восточного направления; четвертая — сжатие, сланцеватость, проникающая на большую глубину (дрейф Индийского блока на север). Следовательно, и здесь мы наблюдаем ритмичность и смену напряжений во времени.

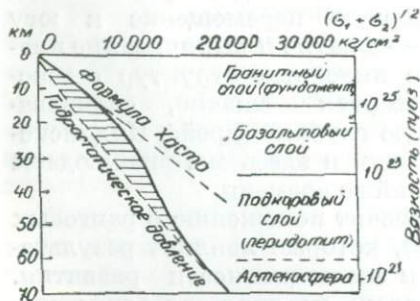
Такой механизм не противоречит положению о ранговых элементах Земли (Вотах, 1973), которые явились результатом описанной ритмичности и эволюционности развития. Разумеется, конвекционная модель не является единственным вариантом общего механизма точно так же, как возраст «главной» складчатости все же не является ведущим признаком тектонического районирования.

Часто наблюдаемое явление выполаживания древних складчатых структур в сравнении с более молодыми отнюдь не свидетельствует о слабости тангенциальных напряжений и блоковом характере прежних тектонических



6. Изменение величины напряжений в породах с глубиной (обобщения П. Н. Кротопкина, 1971).

деформаций. Скорее всего, это результат позднего вертикального сплющивания и «растекания» структур в условиях ультраметаморфизма под влиянием высокого литостатического давления и возрастания пластичности пород при гранитизации. Наиболее отчетливо это видно на примере изучения гранито-гнейсовых куполов всех щитов, внутренних структур гнейсовых толщ Казахстана (Тянь-Шань, Прибалхашье, Улутау), карелид, структур Канадского щита. Протерозойские комплексы Родопского массива, например, образуют широкие брахиформные складки с падением крыльев всего от 10 до 25—30°, тогда как выше-



7. Изменение величины напряжений горизонтального сжатия в земной коре и верхней мантии (по формуле Хаста). Заштриховано — добавочное напряжение.

лежащие структуры каледонид выделяются своими крутыми линейными формами.

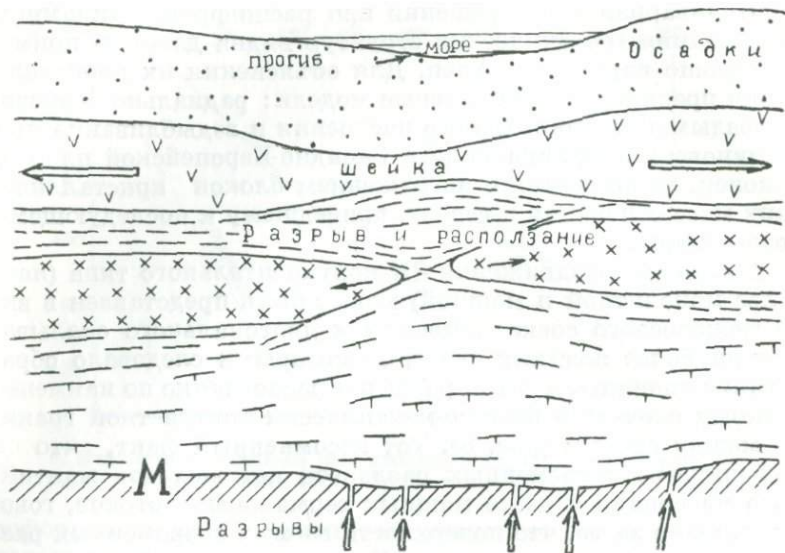
Поливариантность решений при расшифровке динамики образования тектонических структур видна даже на примере хорошо изученных Альп. Для объяснения их происхождения предложены три главные модели: радиально-блокового воздымания, шарьяжного наслоения и вздыбливания при столкновении Африканской и Западно-Европейской плит и, наконец, засасывания с погружением блоков кристаллических масс основания к северу, приведшему к последующему воздыманию.

Механизм раздвижения ЗК континентального типа (наиболее монолитной и мощной) может быть представлен в виде межслоевого соскальзывания и диагонального скалывания наиболее жестких слоев, за которыми следовало образование «шейки», а затем разрыв и расползание по наименее вязкому слою или физико-механически контрастной границе между слоями (рис. 8). Тот несомненный факт, что в большинстве современных раздвигов нет выходов мантийного материала и даже мощных термальных потоков, говорит именно за то, что поверхности многих современных раздвигов расположены внутри ЗК нередко на достаточно высоком уровне. Именно такой механизм исключает необходимость в гипотетических глобальных конвективных потоках в астеносфере, «засасывании» легких плит в тяжелую мантию и в то же время дает полное объяснение всех перемещений, в том числе и мелких блоков, относительно друг друга, включая и образование внутриконтинентальных морей (Черное море), сопровождаемое расползанием отдельных слоев ЗК (рис. 8). К тому же известно, что ползучесть пород уменьшается с возрастанием их кристалличности, т. е. в общем случае со временем и с глубиной.

Поверхностями раздвига (и сдвига) могут быть не только и не столько астеносфера, сколько более высокие поверхности в верхней мантии (признак — горизонтальная расслоенность), поверхность М, поверхности между геофизическими слоями ЗК, где имеются явные пороги геофизических параметров, поверхности между структурными ярусами и даже внутри их.

Поверхности скольжения блоков в ЗК, по-видимому, следующие:

а) поверхности разграничения основных «слоев» ЗК и поверхность верхней мантии;



8. Схема раздвигания слоев в областях растяжения (Черноморская впадина).

- б) внутрислойные отражающие поверхности;
- в) граничные поверхности структурных ярусов;
- г) слоевые границы в анизотропных средах;
- д) деформационные поверхности: разломов, зон скалывания, зон смятия, надвиговые, гравитационных срывов и многие другие;
- е) насыщенные водой горизонты;
- ж) зоны слоевой контракции магматических тел.

Практически пологие, механически ослабленные зоны в ЗК столь же распространены, как и крутопадающие трещины, образующие сетку. В общем случае, чем крупнее сдвигаемый блок, тем глубже сама поверхность сдвижения (пример — разрыв «гранитного» слоя под Черным морем). Но это не всегда так, что видно по небольшой мощности многослойных шарьяжных пластин.

Структура ЗК представляет, таким образом, весьма мобильную расслоенно-блоковую модель, и чем меньше размеры раздвигаемых блоков и чем слабее тепловой поток, тем больше оснований считать, что поверхность раздвиги распо-

ложена выше. Характерно, что и В. Е. Хаин и др. (1973 г.), в сущности, только подтвердили известный прежний вывод о том, что глобальная тектоника сочетает в себе процессы, отраженные в механике фиксизма и мобилизма (Щерба, 1970, 1971 г.).

Интересные выводы сделаны геофизиками (Базовкина и др., 1972), обобщившими сейсмические данные по изучению современного состояния ЗК.

1. Изменение мощности ЗК происходит в период прогибания, тогда же образуются и «корни гор».

2. Граница М обладает двойственностью: под прогибами она может мигрировать вверх и вниз, а под континентами оставаться на том же уровне в течение миллиардов лет.

3. В глубоких прогибах базальтовый слой погружается в мантию, а гранитный базифицируется.

4. Переработка коры происходит только в пределах интенсивно развивающихся геосинклинальных прогибов.

К сожалению, авторы не учли возможности раздвигания, утонения и разрыва слоев, их расползания при раздвигах (в рифте Красного моря под континентом выступает океанская кора), тогда бы многие несоответствия находили бы более простое объяснение и не потребовалось бы привлекать столь мощной базификации — «эклогитизации» ЗК и иных антиизостатических процессов. Важно, однако, то, что во всех случаях положение границы М отражает определенный уровень развития ЗК и проходящие в ней процессы.

Признаками существования реликтов древних ГПЗ являются чарнокитовые пояса (в том числе вдоль юго-восточного края Индийского щита), цепочки эклогитов, а также многие другие остатки полифациального ультраметаморфизма, где осевое положение занимают зоны гранулитов (южная часть Алданского щита) и вообще фации с наиболее высокими *P*, *T*. Даже в более поздних зонах, по данным Л. Питвелла (1972 г.), для ранних стадий развития рифтовой системы Восточной Африки характерна прерывистость трогов, «лоскутность», отражающая сложное влияние деформаций в условиях гетерогенности исходной среды. В дальнейшем, с усилением дрейфа, сопровождавшегося вращением блоков, происходило сращивание фрагментов, спрямление рифта в единую структуру. Остановимся на этом более подробно.

Система рифтов Восточно-Африканского рифтового поя-

са представляет собой серию нормальных сбросов, образующих трюги, шириной 40—65 км. До формирования рифтов был характерен щелочной вулканизм, начавшийся излиянием базальтов в раннетретичное время; в миоцене происходили излияния фанолитов. Первый период рифтообразования — в среднем миоцене на севере и раннем плиоцене на юге. Образование грабенов сопровождалось мощным притоком трахипантеллеритов (игнимбритов) благодаря быстрому оттоку кислой магмы к поверхности. Пояс рифтов расположен вдоль зоны пониженной мощности ЗК, которая на отдельных участках дезинтегрирована. Здесь явная зона расширения, такая же, как и в Аденском заливе, Красном море и СОХ. Скорость раздвижения на 1—2 порядка ниже, чем в океанах, и составляет 0,4—1,0 мм в год. В целом мы имеем переходный тип структур — от континентальной области с блоковым строением к зоне раздвижения дна океанов (Бейкер, П. Моор, Х. Вильямс, 1972 г., Горячев, 1974). Советские ученые выделили шесть этапов рифтообразования: 23—16; 13,5—12; 10—5; 5—2; 2—0,7; 0,7—0 млн. лет («Геология», 1973, № 5).

С. И. Субботин (1972) и другие авторы также полагают, что тектоносфера мощностью в сотни километров прорезана глубинными разломами, вдоль которых происходит субгоризонтальное, реже субвертикальное смещение геоблоков. Разломы прямолинейные, дугообразные, местами кольцевые благодаря поступательно-вращательным движениям блоков разной плотности и размеров. Авторы допускают, что корневая система материков проникает даже в верхние части нижней мантии. Переход к линейным формам в послекембрийское время, по их мнению, связан со снижением подвижности тектоносферы и консолидацией вещества мантии и коры. Все эти положения уже отмечались нами ранее (1970). Следует отметить, что теперь С. И. Субботин значительно отошел от своих прежних взглядов, от «фиксистой» позиции перешел на сторону мобилизма. Более того, глубинные разломы в его изложении уже превратились в «зоны глубинных разломов», т. е. ГПЗ, которые близки к представлениям А. Д. Щеглова о зонах активизации (Щеглов, 1968, 1971). Представляет интерес высказанное им предположение о неоднородностях в тектоносфере и поступательно-вращательном движении тектоноблоков.

При подобных движениях неизбежно возникновение субгоризонтальных слоев смятия, расслаивания и полизонального метаморфизма с наличием фаций избыточных давлений и температур. Вероятно, во многих случаях такой механизм явился причиной появления контрастных границ между фациями регионального статического метаморфизма и динамотермального ультраметаморфизма, частой «потери» передового фронта базификации ультраметаморфитов, горизонтального сплющивания и растекания, выполаживания складок в древних толщах докембрия.

Глубина проникновения подвижных зон в верхнюю мантию гораздо больше, чем отдельных разломов, так как обусловлена физическими возможностями дифференциального течения частично диспергированного вещества пород (вплоть до астеносферы), а не только условиями существования отдельных трещин.

Современные многочисленные зоны растяжения на континентах и региональные трансформные разломы океанских плит, СОХ относительно молодого возраста, выявленные в последние годы и сопровождаемые магматизмом, в том числе, вероятно, и Сан-Андреас в Калифорнии, разлом Сикейрос на плите Кокос, являются проявлением ранней стадии ГПЗ нового тектонического послелеальпийского цикла (ноогейского, антропогенового). Кое-где на континентах и в океанах в связи с неотектоническими движениями установлены и складкообразовательные дислокации в областях сжатия.

А. И. Суворов (1973), исходя из позиции непрерывного развития геосинклиналей, считает самостоятельным развитие каледонского и герцинского «сегментов» Центрального Казахстана, хотя мы имеем явные факты многократного наложения и переработки древних структур молодыми движениями. Этот процесс автором подменен шарьяжированием с амплитудой надвигания в Тектурмасской системе 75—100 км, с перекрытием в Атасуйском районе «не менее 150—200 км» и шириной раздвига от 75 до 150 км. Высказанные предположения требуют проверки как самого механизма наложения, так и фактической основы. В то же время нужно согласиться с выделением нескольких поверхностей сдвига в ЗК, о чем писалось уже ранее.

Нечто общее в последовательности развития пликватив-

ных структур со временем и механизмом образования ГПЗ описывают Е. И. Паталаха (1970), Ю. В. Миллер (1973) и др. Заключается оно в смене радиальных напряжений тангенциальными. Здесь, по-видимому, правильнее считать радиальные движения вторичными относительно первоначальных растяжений (также тангенциальных).

Наиболее серьезным аргументом в пользу ритмичности и смены напряжений в ГПЗ является зональное строение и размещение геологических формаций в геотектоногенах обоих типов, смена отложения осадков магматизмом, складчатостью, металлогеническая и временная зональность рудных поясов.

Колонна преобразования

В наших работах механизм в ГПЗ обосновывался как полициклический ритмический. Смена напряжений растяжение → сжатие во времени определяла (и сопровождала) все геологические процессы. В самом общем виде схема выглядит следующим образом.

I. *Ранняя стадия* — растяжение. Разрывы, возникновение глубинных каналов (отдушин); опускание, накопление осадков, магмообразование в верхней мантии, базальтоидный магматизм; усиленный тепловой и геотермальный поток, а затем и первый плутоногенный метаморфизм.

II. *Средняя стадия* — чередование сжатия → растяжения. Совмещение ритмов.

Сжатие — накопление энергии, динамотермальный метаморфизм, складчатость.

Растяжение — седиментация, разрывы, андезитовый вулканизм и интрузии, плутоногенный метаморфизм.

Сжатие — накопление энергии, динамотермальный и плутоногенный метаморфизм (за счет перемещенных магматитов), складкообразование, сучивание, надвиги, смятие и т. д.

III. *Поздняя стадия* — растяжение. Магматизация, всплытие сиалитизированной колонны, разрывы, метаморфизм плутоногенный (прогрессивная и регрессивная стадии с гидратацией); магматические пояса более кислого состава. Горообразование, денудация.

Следовательно, ритм охватывает также и такие явления,

как растяжение — «всасывание» → сжатие — «выталкивание» вещества (возможно, другого состава), с различной продолжительностью фаз и по своей сущности свойствен как тектоническим макроритмам, так и микроритмам; процесс продвигался в латеральном и вертикальном направлениях. А так как эти движения составляют основу формирования ЗК, в том числе и геотектоногенов, то надо предполагать, что миграция («перекачивание») веществ является одной из основных закономерностей преобразования и развития ЗК. В этом процессе неизбежна многократность (полиметаморфизм) и господство диафторированных фаций. Метаморфизм сжатия обычно изохимический, тогда как метаморфизм растяжения почти всегда аллохимический. Такая кинематическая схема более совершенна, нежели модель «до»- или «после-складчатого» метаморфизма (Глебовицкий, 1973).

Форма КП в зависимости от типа структур ГПЗ имеет три разновидности: а) пластинообразную, круто уходящую на глубину, усложненную в поперечном сечении раздувами и пологими ответвлениями очагов магматизации; б) каркасно-решетчатую с утолщениями в местах пересечения или сопряжения ГПЗ; в) столбообразную, при пересечении ГПЗ, с более активным механизмом (проявлены сложные штокообразные и кольцевые магматические системы). Ниже мы рассматриваем только одну, первую систему, поскольку остальные обладают подобием процессов в КП.

Гипотеза ГПЗ, ступенчатого развития ЗК и образования геотектоногенов находит многочисленные новые подтверждения в полицикличности развития структур континентов, причем не только линейных, но, как видно из изложенного, и ранее стабилизированных, подвергшихся поздней активизации. Подтверждающие факты, хотя и не столь определенные, мы находим и в последних исследованиях ложа Мирового океана. В статье Г. Б. Удинцева (1972 г.) из сборника по проблеме рифтовых зон сделаны выводы о том, что блоковые структуры здесь обязаны своим происхождением растяжению, разуплотнению верхней мантии с проявлением механизма зонной плавки, подъема вещества верхней мантии и ее дегазации; одновременно допускается наличие модели, подобной нашей. Наконец, следует еще подчеркнуть и то обстоятельство, что во всех последних исследованиях

подтверждается такая взаимосвязь: глубинные разломы → избыточные давления → тепломассопотоки, т. е. как раз механизм ГПЗ.

К подобной же схеме полициклического развития сейчас пришел и В. В. Белоусов. Вводя предположение о возникновении при орогенном режиме глубинного астенолита («Проблемы глобальной тектоники», 1973, рис. 8), его роль он ограничил лишь поднятием орогена. Для этого, кстати, не было необходимости, поскольку «всплывание» геотектоногена обеспечивается сиалитизацией (облегчением) ЗК и прилегающей к ней части верхней мантии (Щерба и др., 1972, рис. 42). Более широкое понимание роли глубинных разломов, а также оценку их значения как глубинных подвижных зон мы находим только в последних работах Д. П. Резвого и др. (1973 г.) по Тянь-Шаню, В. П. Гаврилова (1973 г.) и некоторых других исследователей.

Следовательно, в отличие от общих представлений сторонников «тектоники плит» мы должны признать правомерность двух основных положений: 1) геотектоническая история развития ЗК, начиная с позднего архея, характеризовалась полициклическостью, асинхронной для разных мобильных континентальных блоков; 2) ритмическая пульсирующая схема напряжений растяжения — сжатия в ГПЗ, обусловленная раздвижением и сближением (сталкиванием) плит разных размеров, являлась выражением активных процессов развития ЗК, приведших к ее многоярусному строению.

Неоднородность строения верхней мантии (расслоенность, непостоянство состава) «базальтового» слоя указывает на то, что интенсивные геологические процессы в глубинах Земли продолжают и состояние вещества внутри геофизических слоев и между слоями далеко от уравнивания даже в областях древних платформ и щитов, не говоря уже об океанах и особенно о подвижных областях.

Существующая тенденция замены геологического содержания этих слоев чисто физическим (Субботин и др., 1968; Резанов, 1972 и др.) основывается на допускаемой однородности вещества слоев и смещении границ между слоями под влиянием якобы чисто физических причин. Надо все же признать, что во всех известных случаях обнажения глубинных слоев ЗК на поверхности или в скважинах мы обнару-

живаем различие их состава, плотности, степени метаморфизма (эклогиты, гипербазиты, гранулиты, кристаллические сланцы разных фаций, базальты, диориты, граниты и т. д.), т. е. они геологически качественно различаются, характеризуя своеобразие именно тех геофизических слоев ЗК, к которым они принадлежат («базальтовому», «диоритовому», «гранитному»). Для «базальтового» слоя характерны не только собственно базальты — выплавки мантии, но и измененные гипербазиты — серпентиниты, эклогиты, габброиды, гранулиты, затем амфиболиты. Горизонтальность же границ раздела, как считают многие исследователи, означает прекращение переходных процессов, а также, возможно, поверхности сдвиговых перемещений. Не случайно, что граница М, да и другие наименее выдержаны именно в мобильных зонах. В то же время, по-видимому, справедливо мнение В. В. Белоусова, И. А. Резанова и других о базификации «базальтового» слоя при его погружении в мантию («рассасывание корней гор»).

Помимо чисто деформационных явлений в КП ведущим процессом становится поступление вещества из мантии в ЗК и из нижних ее слоев в верхние. Многие формы миграции описаны в литературе: диффузионно-трещинные подвижные флюидные системы глубинных растворов; сквозные трещинные тонкодиспергированные литофлюидитные системы; интрузии магматических расплавов по трещинным каналам; диффузные фронты метаморфизма и магматизации; протрузии масс пониженной вязкости; тектоническое выталкивание жестких масс с пластичной оболочкой (диapiroзм) вдоль зон пластического течения; динамометаморфическое дифференциальное течение вещества; сквозные вулканические процессы.

Все эти многообразные явления совершаются в пределах ГПЗ. Если к этому добавить еще и субгоризонтальное разлинзование слоев при растяжениях и раздвигах, вклинивание, надвигание, скучивание слоев и структурных горизонтов при сжатиях в процессе сближения и столкновения блоков, то сложность совокупности явлений в этой части «геологической машины» предстанет в своем полном виде.

Латеральное перераспределение веществ на поверхности ЗК в конечном итоге определяется тектоникой и палеогеографией.

Части колонны преобразования

Приступая к рассмотрению некоторых процессов, происшедших в КП, мы неизбежно сталкиваемся с двумя ведущими проблемами — метаморфизмом и магматизмом, которые почти всегда взаимосвязаны.

Проблемы регионального метаморфизма в последнее десятилетие очень активно обсуждаются в геологической литературе. Во всех работах отмечается важность этого процесса в преобразовании ЗК, развитии магматизма. Определилось и различие взглядов на его механизм и причинность, возникли различные классификации (Харкер, 1932; Эскола, 1932; Тернер, 1951; Иодер, 1952; Рид, 1957; Кеннеди, 1960; Рутланд, 1965; Кинг, 1967; Винклер, 1969; Семенов, 1960; Соболев, 1960; Николаев, 1961; Судовиков, 1964; Коржинский, 1966; Хорева, 1966 и многие другие).

Нам важно обратить внимание на роль и самостоятельное значение метаморфизма ГПЗ. Отличительными чертами его являются поясовое развитие, полизональность, сквозность, наличие в центре фаций высоких давлений и температур (избыточных), не соответствующих обычным градиентам, резкое нарушение первичных структур пород (будинаж, милонитизация, сланцеватость), отчетливо выраженный привнос вещества (летучие, щелочи, кремнезем). В отличие от стационарного и постоянного геотермического регионального метаморфизма его следует относить к катего-

рии динамо-инфильтрационного, включая сюда и плутоногенный. Источником избыточного давления, тепло-массопотока в этом случае является сама ГПЗ с ее ритмичным механизмом действия, цикличностью (моно- и полицикличность).

Резкое усиление метаморфизма в пределах ГПЗ отмечалось и ранее (Щерба, 1952; 1956; Семененко, 1966; Щеголов, 1968 и др.). Сейчас накопилось еще больше данных, указывающих на то, что простое погружение осадков на глубины 10—15 км и даже более (внутриконтинентальные впадины), где господствуют высокие температуры и давления, еще не приводит к переходу осадков в кристаллические сланцы, гнейсы, поскольку их геофизические параметры (плотности, сейсмические скорости) соответствуют «седиментному» слою. Метаморфиты же обычно слагают полизональные линейные пояса или ареалы среди древнейших пород. Отсюда следует, что для развития ультраметаморфизма необходимы резкие градиенты давления, температуры, способствующие возникновению пороговых границ и уровня преобразования вещества, а затем и соответствующих тепло-массопотоков.

Н. П. Семененко (1972) считает, что динамические процессы резко усиливают метаморфизм относительно стационарных условий благодаря увеличению поверхностей взаимодействия при деформациях, нарушению структурных решеток, облегчению диффузии и развитию потоков растворов и, естественно, возрастанию температур и вообще всех градиентов. «Поэтому геологическую модель метаморфизма в земной коре следует представлять в условиях неравномерного развития геологических факторов, влияющих на изменение условий метаморфизма в подвижной зоне» (стр. 14).

Автор также подчеркивает, что под воздействием мощного перетирания пропитанных растворами пород в зоне сжатия и динамометаморфизма образуются диспергиты, тонкочешуйчатые сланцы с высокой степенью гидратации (литофлюидитные системы).

Области метаморфизма необходимо рассматривать не только как проявление региональных глубинных преобразований пород, но и как признак участия пород в определенном процессе, зафиксированном на некоторой ступени прогрессивной и регрессивной ветви.

Сейчас ни у кого не вызывает сомнений то, что в линейных геотектоногенах, в средней части их КП, мы имеем дело с горизонтальной и вертикальной зональностью метаморфизма, линейным и сетчатым размещением его фаций. Эта зональность имеет свое структурное, петро- и геохимическое проявление. Произошел переход первоначальных пород из одного физико-химического и механического состояния в другое, застывшее на определенной стадии (или уровне) процесса; имела место подготовка к гомогенизации или вертикальной миграции избыточных для системы компонентов или мы столкнулись с участком транспортного пути для целой системы подвижных сквозных элементов общего тепломассопотока.

Едва ли правомерно считать синонимами метаморфические и складчатые пояса. Если принять, например, Зайсанскую структуру или Алтайский геотектоноген как складчатый пояс, то на поверхности метаморфические породы образуют внутренние, более ограниченные по размерам пояса и зоны смятия (Иртышская, Северо-Восточная с их ветвями, вероятно, расширяющимися с глубиной). Также и в Успенском геотектоногене метаморфиты развиваются вдоль отдельных ветвей зоны смятия, а крайние отложения бортовых частей почти не метаморфизованы. Конечно, существуют еще и области контактового метаморфизма, но они узко локализованы в экзоконтактах известных интрузивных массивов. Другое дело, как эти зоны разрастаются вглубь. Там они явно больше по ширине, положение их относительно структурных ярусов должно быть секущим (если правильна общая модель).

Магматизм проявлен необычайно широко. Развиваются преимущественно многофазные формации гомодромной серии, часто приобретающие полициклический характер. Доля магматитов в структуре геотектоногенов иногда становится столь значительной ($>50\%$), что они могут именоваться геомагматогенами. Магматизм КП изучен более подробно и описан в ряде работ (Щерба и др., 1970—1973). Неоднозначно и предположение о том, что слои ЗК являются зонами определенного метаморфизма; хотя различие их метаморфизованности, конечно, явное, но несомненно и различие в составе; имеются и резкие пороговые границы. Отсюда правдоподобнее считать эти слои разноставными

пластинами плит, возможно, сдвигавшимися относительно друг друга при тектонических движениях. Находят объяснение в этом случае и резкость границ, наличие отражающих поверхностей и другие явления.

Г. Д. Ажгирей (1970 г.), рассматривая пути образования континентальной коры и анализируя размеры потоков вещества в глубинных разломах, считает, что андезитовые и риолитовые магмы поступали из нижних слоев мантии по зонам Заварицкого — Беньофа. Однако, как известно, это зоны «всасывания», а не выделения. Кроме того, никаких реальных доказательств появления в них кислых магм, тем более в глобальных масштабах, нет. Области развития кислого магматизма в океанах (Исландия, Кергелен и др.), по-видимому, отвечают участкам наиболее раннего развития здесь ЗК, активным еще до последовавшего раздвижения дна океанов (возможно, и осколки континентальной коры), а не современным (Лучицкий, 1973).

Заслуживает особого внимания обзор П. Вилли (1973 г.), в котором рассмотрены основные современные проблемы магматизма и метаморфизма в различных условиях. Началом процесса формирования ЗК считается подъем перидотитового материала под СОХ с выделением толеитовых расплавов, формировавших океанскую ЗК. Затем она подвергалась гидратации и метаморфизму. Ее погружение вызывало дегидратацию и частичное плавление. Выплавка магм известково-щелочной серии происходила (по экспериментальным данным) на глубинах 200—250 км в присутствии ювенильной воды.

Общая схема формирования ЗК по этим обобщениям выглядит следующим образом:

- 1) образование океанской коры в СОХ за счет базальтов и серпентинитов;
- 2) метаморфизм пород, возникновение зеленых сланцев, габбро и амфиболитов;
- 3) сдвигание блоков при спрединге;
- 4) погружение плит в области их сближения;
- 5) глаукофановый (голубосланцевый) метаморфизм в желобах;
- 6) преобразование погруженной коры в кварцевый эклогит;

7) частичное плавление эцлогита и амфиболита и выделение известково-щелочной магмы;

8) внедрение гранитных магм в основание комплексов островных дуг.

Многое в этой схеме повторяет нашу модель ступенчатого развития ЗК, однако в ней не нашел обоснования сам управляющий механизм, отсутствует цикличность, не аргументировано погружение легкого вещества в мантию (subduction). Наибольшую ценность представляют параметры условий преобразования пород.

К. О. Кратц и В. А. Глебовицкий (1973) выделяют три основных этапа в формировании фундамента: прогеосинклинальный (сейчас представлен в виде глубинных складчатых образований), протогеосинклинальный (складчатые пояса), платформенно-геосинклинальный (протерозой). Считается, что в архее гранитная кора мощностью до 10 км подстилалась базальтовым субстратом, между ними происходило формирование гранулитов при температуре до 900°. Этому способствовали конвективные потоки термального мантийного материала. Глубины гранулитовой фации в архее составляли 8—9 км, тогда как сейчас — 30—50 км.

Физические поля и метаморфизм

Средние тепловые потоки для ЗК континентов и океанов, по данным ряда авторов (Г. Симмонс, Р. Рой, 1969 г.; Р. Герцен, У. Ли, 1969 г.; У. Ли, С. Уэда, 1965 г. и др.), достаточно заметно различаются, составляя для континентов $1,45 \text{ мк кал}/(\text{с} \cdot \text{см}^2)$, а для океанов — $1,32 \text{ мк кал}/(\text{с} \cdot \text{см}^2)$. В то же время отдельные подвижные области континентов и океанов обладают заметно более высокими значениями тепловых потоков (Аппалачи — 2,3; окраинные моря — 2,13), которые особенно возрастают вдоль «горячих линий» — цепей современных вулканов. Тепловые потоки также увеличиваются с омоложением возраста структур.

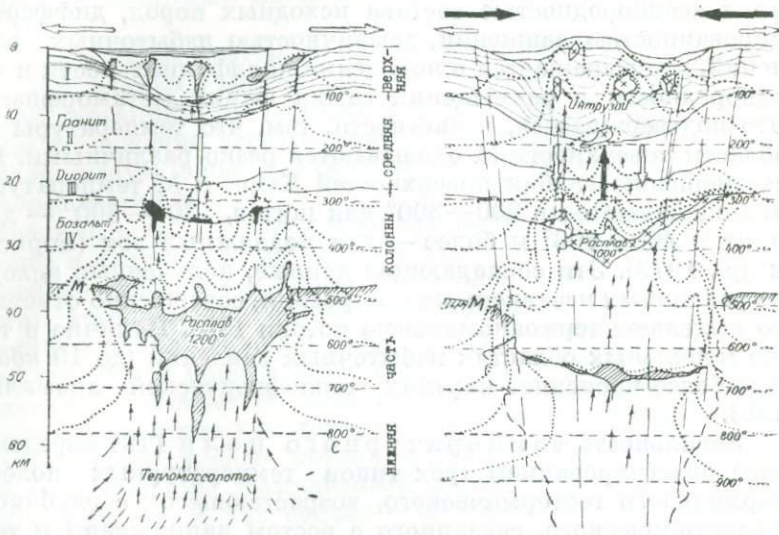
Средний геотермический градиент континентов 14—16°C/км. Для ранних стадий развития древней коры архея предполагается больший геотермический градиент (до 100°C/км), более высокий уровень бассейнов палингенеза и анатексиса и самая тесная связь вулканизма и плутонизма (В. Файф, 1973 и др.). Подобные аномалии мы относим только к областям влияния ГПЗ.

Установлен факт гетерогенности условий метаморфизма, вызванных не только различием потоков тепла и вещества, но и неоднородностью состава исходных пород, дифференцированностью движений, мозаичностью избыточных давлений, что выражается в появлении полифаціальности и неоднородности в размещении самих фаций метаморфизма. Это подтверждается, в частности, тем, что температуры в области поверхности М оказываются резко различными. По соотношению глубин поверхностей Кюри и М температуры эти оцениваются в $200-300^{\circ}$ для щитов, $300-500^{\circ}$ — для плит и $400-600^{\circ}$ и более — для подвижных зон (Борисов и др., 1972). Эти совпадающие данные, полученные исходя из различных независимых построений, совершенно отчетливо выделяют термоаномальные потоки ГПЗ. Наличие в тех же мобильных областях избыточных давлений (до 10 кбар) еще более проясняет картину теплофизической аномалии ГПЗ.

Зональность температурного поля ГПЗ определяется интегрированием трех типов температурных полей: нормального геотермического, возрастающего с глубиной, геотектонического, связанного с ростом напряжений и теплотокотом дифференцированного течения масс, и, наконец, глубинного флюидного тепломассопотока. Его вид для разных стадий условно показан на рисунках 9, 10.

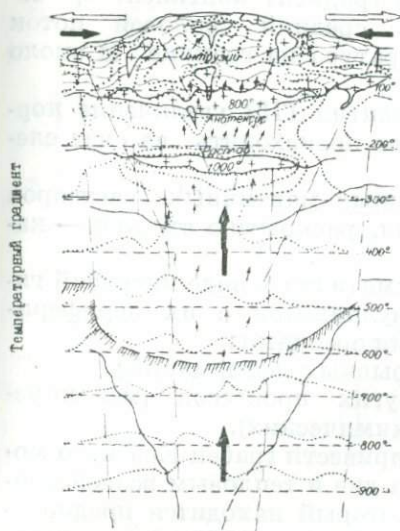
Давление — второй важный фактор метаморфизма. По его величине выделяются фации низких давлений — 0,5—5 кбар, средних — 4—7 кбар, высоких — 7—18 кбар (Семененко, 1972). Многие авторы считают, что давление во всех зонах метаморфизма остается относительно постоянным (но различным) и что прямой зависимости между давлением и температурой не существует (?) и потому проявление зонального метаморфизма в подвижной зоне означает только наличие термических аномалий. В то же время многие факты указывают на неоднородно-напряженное состояние пород в ГПЗ. Именно Кумазава (1963 г.) обосновал негидростатичность условий и вывел функции, позволяющие учесть влияние стресса на развитие фазовых переходов. Общие схемы напряженного состояния ЗК приведены в работе П. Н. Кропоткина (1971, рис. 6).

Геодинамический режим ГПЗ (как и тепловой) нужно рассматривать как интеграционный, включающий нормаль-



ное гидролитостатическое распределение напряжений с наложенным геотектоническим (не гидростатическим), вызывающим появление аномальной зонально-напряженной крутопогруженной «пластины», от которой на глубине отходят более пологие ветви сдвиговых напряжений. Гетерогенность пород, возникновение дифференцированного течения веществ, появление в осевых частях литодинамических струй приводит к возникновению зонально-мозаичного поля напряжений (рис. 11). Вместе с неоднородностями температурного поля обеспечивается грубозональное распределение фаций метаморфизма в поясах.

«Избыточное», «негидростатическое», «сверхвысокое» (Кумазава, 1963; Соболев, 1965; Семенов, 1972 и др.) давление в ГПЗ возникает не только в осевых частях, но и в сопредельных ветвях, где соприкасаются разновязкостные породы (аргиллиты, сланцы, магматиты). Н. П. Семенов (1963, 1972) полагает, что сверхвысокое давление создается под влиянием флюидно-теплого потока либо как «автоклавно» или «стрессовое». Не исключая этого, очевидно, нужно ожидать в таких случаях и высокие температуры.



9. Условные схемы температурных полей ГПЗ по стадиям развития.

Возникновение струй течения пластичных пород среди более жестких в условиях сужающихся в сечениях потоков «диффузоров» или «клиньев», по Е. И. Паталахе и др. (1974), и создает это избыточное давление (в два-три раза выше, чем иногда считают; рис. 13), нередко принимаемое за сверхглубокое погружение, «засасывание» вещества в горизонты мантии (глаукофановые сланцы). Каковы бы ни были причины этого, теперь ясно, что подобные мозаичные стрессовые явления в контрастных средах нельзя считать результатом одной нагрузки и таким путем ошибочно «заглублять» фации метаморфизма.

Рассмотрим ход изменения полей для разных стадий развития ГПЗ.

Температурные поля ГПЗ отличаются от стационарного теплового поля ЗК, являются аномальными, менялись во времени и по стадиям развития. Величины отклонений (увеличения) слагаются из упомянутых выше дополнительных тепловых потоков, вызываемых рядом причин. Поскольку они пока трудно поддаются сколько-нибудь точному расчету, мы позволили себе дать лишь самые условные

интегрированные их схемы. В качестве основы принимают переменный геотермический градиент континентов, составляющий $14-16^{\circ}\text{C}$ на 1 км , средний тепловой поток $1,15 \pm 10\%$ $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$; температура на границе M около 450°C .

Для ранней стадии развития ГПЗ увеличение нормального теплового потока будет происходить за счет следующих процессов:

а) появление потока глубинных мантийных растворов благодаря ослаблению давления, раскрытию трещин — каналов;

б) развитие подкорового магматизма в виде интрузий гипербазитов и базальтоидных вулканитов с их периферическими бассейнами и тепловыми ореолами;

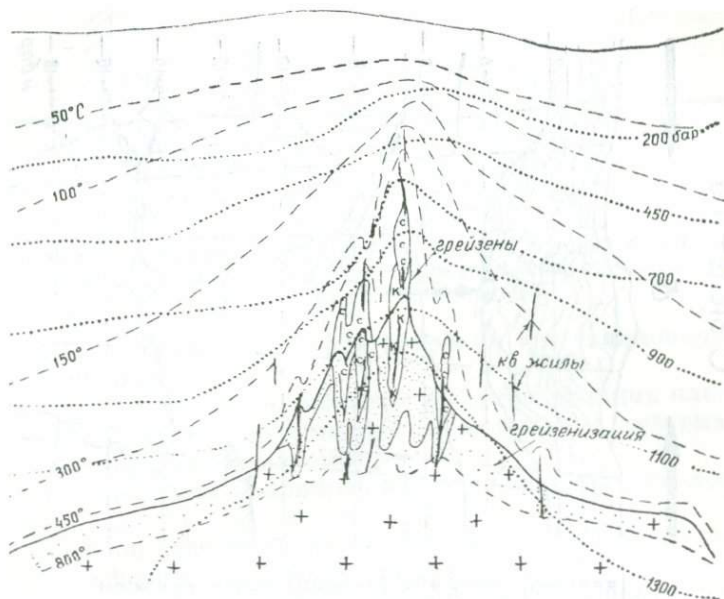
в) термический эффект разрывных деформаций;

г) термические эффекты других процессов (механических, гравитационных, электрохимических).

В качестве примера можно привести грабен Красного моря с его горячими рассолами на дне и тепловым воздействием магматического бассейна, который находится предположительно на глубине $10-12\text{ км}$ (Хинил, 1972 г.), а также области современных вулканических цепей в океанах. Условная схема температурного поля показана на рисунке 9. Резко выделяются термоаномалии, особенно в нижней части КП, температуры на границе M повышаются до $600-700^{\circ}\text{C}$.

Для средней стадии температурное поле должно нарастать дополнительно за счет перехода механической энергии стресса в тепловую, усиления сквозного магматизма во времени; увеличивались градиенты вследствие чередования напряжений сжатия — растяжения. Возникновение локальных термоаномалий создавало известную мозаичность поля. Происходил подъем основных термоаномалий к средней части КП.

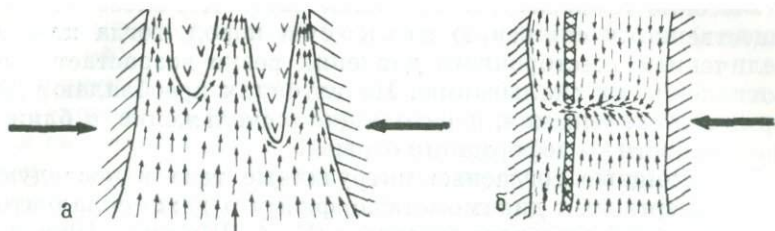
Температурное поле поздней стадии характеризуется смещением аномалий в среднюю и верхнюю части колонны в связи с воздыманием очагов магматизма, увеличением их мощности и сквозности системы с последующей стабилизацией и переходом геотектоногена в стабильное состояние. Мозаичность способствовала возрастанию градиентов (рис. 9).



Поле застывающей гранитной интрузии в момент рудообразования.

ри дальнейших попытках расчетов должны быть еще яты во внимание влияние радиоактивного распада, ре-ирующая экзо- и эндотермических реакций метамор-а и диафтореза, тепловые эффекты механических дви-й блоков, фрагментов и диспергитов зон течения. Хоро-известные упрощенные схемы теплового поля гранит-интрузий усложняются при формировании трещинных стур, вдоль которых устремляются послемагматические юры, создавая аномальные линейно-блоковые термиче-поля (рис. 10).

оля на напряжений в ГПЗ воспроизвести, вероятно, груднее. За основу может быть принята лито-гидроста-кая модель напряжений в ЗК континентов, находящих-стационарном положении. Аномальное состояние воз-ло в две основные фазы: фазу растяжения и фазу сжа-



12. Схема возникновения диффузного эффекта в зонах сжатия при двустороннем (а) и одностороннем (б) сближении блоков (стрелками показано течение динамосланцев).

В фазу растяжения отклонения от стационарного поля будут выражаться:

а) в резком спаде напряжений в крутопадающих пластинообразных зонах, прилегающих к разрывным деформациям осевых и краевых разломов;

б) в ослаблении напряжений в диагональных сколовых зонах;

в) в возникновении более резких градиентов на границах разных по физическим свойствам тел.

В целом мы будем иметь общее ослабление напряженного состояния, нарушение однородности.

Для фазы сжатия стационарное поле напряжения существенно изменяется. При общем возрастании напряженного состояния еще более усилится его неоднородность вследствие возникновения дифференцированной мобильности отдельных фрагментов, появления зон и струй течения, смятия, вклинивания, валообразования, сводовых эффектов и т. д. В самом общем виде это представлено схемой (рис. 11), отличающейся от общей схемы *PT*-условий в ЗК (рис. 13).

Таким образом, формирование метаморфического пояса в ГПЗ было очень сложным, проходило в три основные стадии развития геотектоногенов с прогрессивной и регрессивной направленностью каждая. Завершением служила самая поздняя гранитизация. Первоначально очаги гранитной магмы зарождались в верхах гранитизированного «базальтового» слоя и в «диоритовом», а затем перемещались в «гранитный» слой. В аллохтонных плутонах вслед за этим формировались ореолы околосконтактовых роговиковых фаций и последующих гидротермалитов.

Высокие температуры в нижней части КП способствуют существенному снижению вязкости пород, тогда как с увеличением всестороннего давления резко возрастает сопротивление их скалыванию. На глубинах преобладают деформации скалывания, переходящие в скольжение, а ближе к поверхности — деформации отрыва.

Маломощные согласные интрузивные тела в последующем подвергаются динамометаморфизму и даже складчатости, описанной многими авторами (К. А. Шуркин, 1968 г.; В. В. Эз, 1967 г.; Т. М. Гептнер, 1972 г. и др.). Разлинзованные и изогнутые согласно складчатости тела базальтоидов и гипербазитов мы наблюдали и в Канадском щите. Вязкость магм значительно уступает вязкости пород. Если для ЗК она определена в 10^{22} — 10^{20} пуаз, для гранита — 10^{18} пуаз, то с повышением температуры она сильно падает (для дацита до 10^7 пуаз); кислая лава — $4,4 \cdot 10^6$ пуаз, а расплав базальта при 1300°C — всего 170 пуаз, что и вызывает сам процесс интрузий.

Многослойный разрез ЗК, содержащий горизонты с разными прочностными свойствами, перераспределение напряжений в ходе самих деформаций создают очень сложную картину нарушений, характер которых может меняться от горизонта к горизонту.

Единство тектонических, метаморфических и магматических процессов приводит к необходимости выработки номенклатуры эндогенных режимов (В. В. Белоусов, 1973 г.). Общая картина *PT*-условий в ЗК показана на диаграмме (рис. 13). Мы уже отмечали, что в областях ГПЗ возникает высокий уровень энергетического режима — тектонического, теплового, активного физико-химического взаимодействия веществ, мощного тепломассопереноса.

Учитывая только динамический режим, в ГПЗ условно можно выделить такие типы метаморфизма:

А — погружения, с постепенным возрастанием *P* и *T*.

Б — поднятия, с постепенным снятием нагрузки и переменной *T* (реоморфизм).

В — стрессовый, при боковом сжатии, резкоградиентный, с развитием динамометаморфического течения, с ростом *P* и *T*, обезвоживанием, образованием стресс-минералов (изохимический).

Г — растяжения, с контрастным уменьшением давления,

но с сохранением высокой температуры и активной миграцией компонентов, вплоть до перехода в плутонизм (аллохимический).

Близкие к расчетным и экспериментальным данные о *PT*-условиях метаморфизма получены в результате изучения включений остаточных растворов минералообразования. Они таковы (И. С. Седова, И. Т. Бакуменко и др., 1974 г.):

	<i>T</i> , °C	<i>P</i> , кбар
Зеленосланцевая фация —	350 — 400	1.6
Амфиболитовая фация —	600 — 650	2.2—9
Гранулитовая фация —	780 — 850	6.2—8.3
Анатектические магмы —	760 — 940	6.0—6.8

Весьма характерно, что для разных районов получены неодинаковые значения, что обусловлено различным составом исходных пород, флюидов и соотношением в них компонентов. Кстати, довольно большой разброс цифр получается и при разных биминеральных термометрах и барометрах (Б. М. Венидиктов, 1974 г. и др.).

Систематика типов метаморфизма, по Н. П. Семенову (1972), включает динамотермальный (сланцы), термоконтактный (роговики), инъекционный плутометаморфизм (гнейсы двуслюдяные, амфиболовые и пироксеновые), миграционно-контактный метасоматический (слюдяные сланцы, грейзены, скарны и другие метасоматиты и гидротермалиты). Некоторые пояснения автора таковы.

Плутометаморфизм образуется под влиянием внедрения крупных гранитных масс, вызывающих тепло-массопоток; развивается широкая полевошпатизация и калиевый метасоматоз (микроклинизация); высокие потенциалы щелочей и низкие — воды.

Термоконтактный метаморфизм — в экзоконтактах плутонов: роговики, узловатые сланцы, микрогнейсы; без существенного привноса.

Пирометаморфизм — пироконтактные роговики (изофизические ряды).

Динамотермальный метаморфизм — метаморфические сланцы; возникают высокие потенциалы H_2O , низкие — K_2O и Na_2O , происходят гидратация, декарбонатизация. Обнаруживаются переходы к более высоким ступе-

ням метаморфизма — ступени аспидных сланцев → ступени филлитов.

В этой схеме есть и некоторое несоответствие, так как гидратация возникает в стадию диафтореза. Позднее автор (Семененко, 1973) уточнил термины, введя понятия инъекционного плутонометаморфизма, метасоматически-миграционного метаморфизма. Переходы между ступенями метаморфизма в вещественном выражении связаны с изменением массы H_2O , CO_2 , K_2O и Na_2O в составляющих минералах.

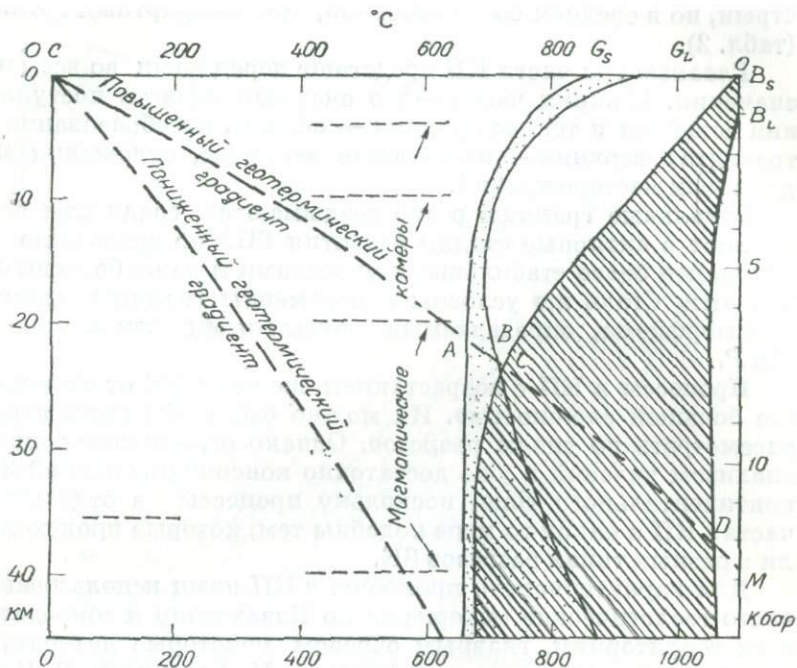
Гидротермальный метаморфизм (по Я. Н. Белевцеву, 1963 г.) характеризуется высокими потенциалами H_2O и CO_2 и низкими — щелочей; происходит удаление Na_2O и K_2O . Например: а) высокотемпературная ступень — Акт+Аб+Эп-пропилиты; б) среднетемпературная ступень — Хл+Эп-пропилиты; в) низкотемпературная ступень — Цл+Сц-пропилиты. Имеются и предпочтительные породы для определенных типов метаморфизма: для пропилитизации — средние и основные вулканы, карбонатизации — карбонатные и ультраосновные, серицитизации — кислые вулканы, скарнирования — карбонатные породы. Классы гидротермалитов рассматриваются в определенных геохимических рядах пород.

В природе в метаморфических поясах и на диаграммах Н. Л. Добрецова (1972), А. А. Маракушева (1972), Л. Л. Перчука (1971) и др. выделяются еще многочисленные субфации метаморфизма и метаморфические серии (рис. 14).

Все сказанное приводит к выводу о необычайно сложном строении КП, поэтому предлагаемое трехъярусное ее разделение по вертикали нужно рассматривать как самое грубое упрощение для каждого тектонического цикла.

I. Нижняя часть — область переменного-высоких T и P , подкорковый и «базальтовый» слой; интервалы глубин меняются на континентах и в океанах (глубже 10—15 км в океанах и более 20—30 км на континентах); фации метаморфизма — эклогитовая, глаукофан-сланцевая, гранулитовая (группы фаций Д, $B_{1,2}$, $C_{1,2}$ — по Н. Л. Добрецову и др., 1972); средние плотности более 2,9 г/см³. Это область выплавления базальта из мантии (>1000°C) и андезита из базальта, т. е. область выплавления и выделения из мантии и частичного обмена с ней. Состав показан в таблицах 1, 2.

II. Средняя часть — область средних T и P , «диори-



13. *P-T*-условия в континентальной ЗК. Заштрихованы поля плавления гранита и базальта (по данным Бейли, Харриса, Раста, 1972).

товый» и «гранитный» или «гнейсо-гранитный» слои, расположенные обычно выше указанных глубин; амфиболитовая и зеленосланцевая фации метаморфизма (группы фаций А, В, С₂₋₄); средние плотности 2,9—2,5 г/см³. Область переработки коро-мантийного вещества и «седиментного» слоя, выплавления гранита. Примерный химический состав показан в таблицах 1, 2.

III. Верхняя часть — область низких *T*, *P*, верхний «седиментный» слой ЗК; средняя плотность обычно менее 2,5 г/см³; мощности — до 10—15 км на платформах; зеленосланцевая фация метаморфизма, местные зоны контактового и вулканогенного метаморфизма. Это область отложения и латерального перераспределения вещества ЗК, область проникновения и становления исторгнутых из нижней и средней частей магматических масс. Состав очень пе-

стрый, но в среднем более основной, чем стандартный гранит (табл. 2).

Главные три части КП предстают перед нами во всем их значении. Нижняя часть — это очаговая область поступления вещества и тепла; средняя — область преобразования и транзита; верхняя — накопления вещества, отложения эндогенных месторождений.

Зональные границы резко воздымаются, градиенты возрастают в активные стадии развития ГПЗ по сравнению с соседними более стабильными участками и даже бортовыми блоками. Столь же условны и переменны границы фаций метаморфизма, определяемые локальными изменениями *T* и *P*.

Процессы в КП с возрастанием зрелости ЗК отличаются все большей сложностью. Их можно было бы попытаться рассмотреть по типам разрезов. Однако ограничимся лишь анализом явлений в уже достаточно консолидированной ЗК континентального типа, поскольку процессы в отдельных частях КП в какой-то мере подобны тем, которые происходили в разных типах разрезов ЗК.

Для характеристики процессов в КП нами использованы чисто геологические материалы по Казахстану и сопредельным территориям, главным образом некоторые литературные данные, сведенные в работах Я. Н. Белевцева, Г. Винклера, В. А. Глебовицкого, Д. Грина и А. Рингвуда, Д. С. Коржинского, К. О. Кратца, А. А. Маракушева, В. А. Николаева, Н. П. Семененко, В. С. Соболева и Н. Л. Добрецова, Н. Г. Судовикова, А. Д. Щеглова, В. Я. Хоревой и др.

Конечно, наиболее изучена верхняя часть КП Казахстана. Материалы по ней обобщены в книгах по геологии Успенской зоны, Южного, Центрального и Восточного Казахстана (тома из серии «Геология СССР»), линейным и каркасным геотектоногенам («Геотектоногены Казахстана и редкометальное оруденение», тт.1, 2). Средняя часть КП в Казахстане менее изучена, хотя имеются обширные материалы по геологии древних щитов; здесь мы больше опираемся на литературные данные. Специальные наблюдения проведены нами на Алтае (герцинская ГПЗ) и в Северном Тянь-Шане (каледонская ГПЗ). Что же касается нижней части, то материалы по ней носят отрывочный характер. Это останцы эколлитов, гипербазитов и вообще офиолитов в осевых частях

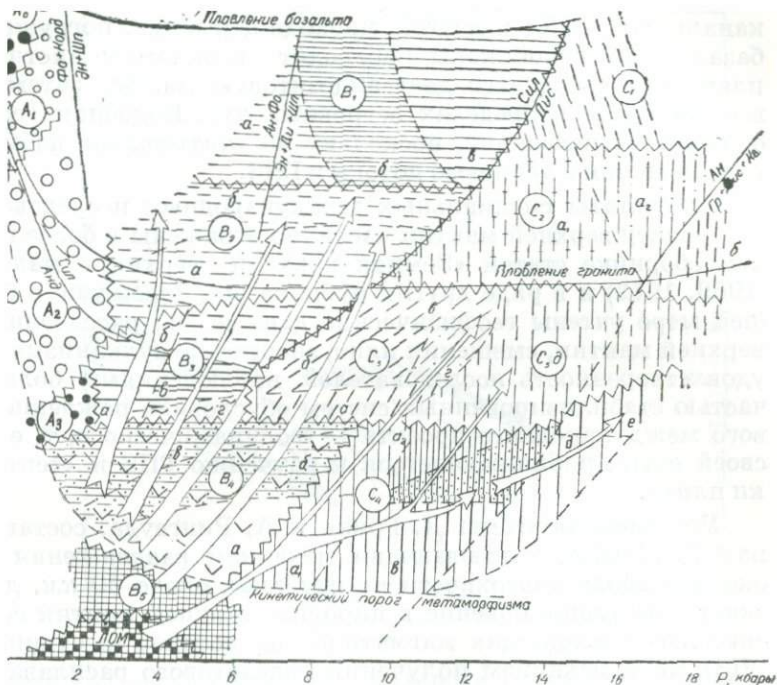


схема фаций метаморфизма (по Н. Л. Добрецову, В. С. Соболеву и др., 1972).

горных структур, а особенно на древних щитах, ксенолимагматитах. Все вместе они позволяют оценивать состояние верхов нижней части КП не только экспериментально, но и конкретно на вещественном геологическом материале. Строение низов КП, конечно, пока гипотеза.

Нижняя часть колонны

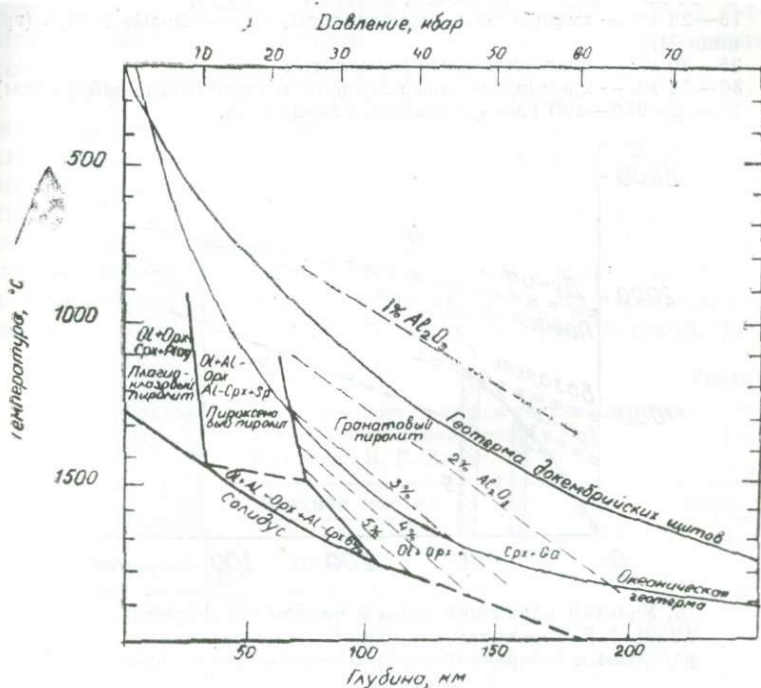
Геология верхней мантии освещена в крупной сводке Грина и А. Рингвуда (1966 г.), переведенной на русский язык (1968 г.). Основным интересующий нас вывод сводится

к полуоткрытому механизму: в одной восходящей ветви происходит выплавление базальта из пиролита (75% перидотита и 25% базальта, рис. 17) и поступление его в ЗК через каналы под СОХ; в другой, нисходящей ветви, погружаясь, базальт океанской коры переходит в эклогит; частичное плавление последнего дает андезитовую магму, затем извергающуюся в пределах островных дуг. Подобная схема оказалась неизбежной, поскольку не учитывались избыточные давления и тепловые потоки в ГПЗ.

Результаты специальных международных исследований по проекту верхней мантии частично отражены в более позднем сборнике статей «Земная кора и верхняя мантия» (1969, 1972) и в ряде других публикаций. Здесь уже в большей мере учтены геофизические данные о расслоенности верхней мантии, смещении плит, энергетике вулканизма. Недовольство исследователей наблюдениями большей частью стабилизированных систем обусловила рождение нового международного проекта — геодинамического, т. е. по своей сути приближающегося к изучению ГПЗ и «тектоники плит».

Улучшенная схема Д. Грина и А. Рингвуда, составленная Г. Хессом, учитывающая механизм раздвижения дна океанов вдоль поверхности на глубинах около 50 км, допускает уже возникновение в пиролите верхней мантии серии сквозных восходящих магматических потоков (в сущности, ГПЗ), хотя механизм получения андезитовой расплава остается прежним (опускающийся базальт превращается в эклогит, засасываемый до глубины 250 км, частичное плавление которого под островными дугами либо астеносферного слоя дает андезитовую магму).

Расслоенность верхней мантии показана на РТ-диаграмме А. Рингвуда (рис. 15) в виде разностей пиролита со все возрастающей глубиной (гранатовый пиролит). Возможно, это и справедливо для стационарных условий, но вот сейсмическое изучение глубинных разрезов показало чередование слоев с различной плотностью на глубинах до 170 км (Алтай, Средняя Азия, Урал и др.). Такое же нарушение плотностного (и вещественного) упорядочения установлено и выше — в «базальтовом» и «диоритовом» слоях (разрезы под Тянь-Шанем, 1971 г.). Эти данные подтвержде-



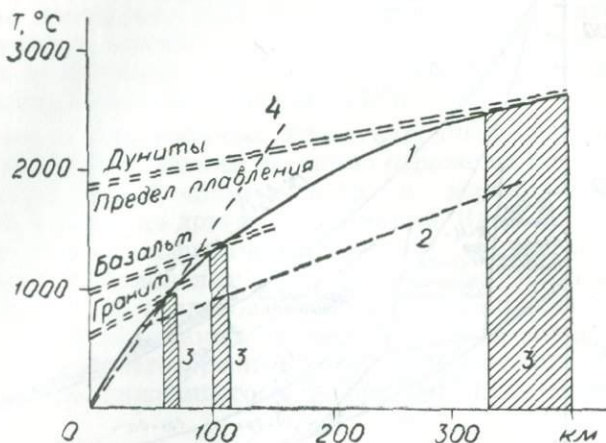
15. Диаграмма, показывающая поля давлений и температуры различных минеральных ассоциаций пиролита (по А. Рингвуду, 1969).

ны гетерогенными глубинными включениями в вулканических выбросах и во взрывных аппаратах базальтовых и кимберлитовых штоков (трубок), среди которых обнаружены различные мантийные гипербазиты (гранатовые и шпинелевые перидотиты), эклогиты, а затем и коровые гранулиты, базальтоиды (рис. 16).

Состав гипербазитовых ксенолитов (нодулей) в базальтах разнообразен (лерцолиты, дуниты, вебстериты, пироксениты, гранаты, плагиоклазиты), что указывает на разную степень расслоенности верхней мантии к моменту выплавления базальта под влиянием тепловых потоков.

По выбросам и составу обломков вулкана Итиноме (Япония) восстановлен разрез ЗК и верхней мантии примерно в таком виде (Аоки, 1973 г.):

- 0—15 км — породы кайнозоя, мезозоя, палеозоя;
- 15—25 км — амфиболиты, горнблендиты, пироксеновые габбро (граница М);
- 25—30 км — плагиоклазовые лерцолиты;
- 30—75 км — хром-шпинелевые лерцолиты (гранатовые вебстериты);
- 75 — до 350—400 км — гранатовые лерцолиты.



16. Участки плавления коры и мантии (по Аффену, 1959). 1, 2, 4 — кривые температуры по различным расчетам и экстраполяциям; 3 — зоны магмообразования.

Думается, что наблюдаемое нарушение однородности связано с проявлением полициклического механизма ГПЗ (возникновение и наслоение нескольких структурных комплексов соответственно последовательным циклам).

Расслоенность верхней мантии отмечалась многими исследователями (рис. 18), зафиксирована она и для разрезов Казахстана, однако это не может служить основанием, чтобы отвергать важность такой контрастной пороговой границы, как поверхность М, и на этой основе вообще отрицать наличие столь качественно новой геологической оболочки, как ЗК (Афанасьев, 1960, 1973; Д. Мак-Кензи, 1972 г.; Д. Дорман, 1972 г. и др.). С такой позиции вообще теряет смысл и само рассмотрение геологической эволюции.

Геохимическая эволюция Земли, а также образование всех разновидностей пород из первичного базальта рассмотрены недавно А. В. Миловским (1972 г.). Им также отмеча-

ются нарастающие сиалитизация, усложнение типов литогенеза и обострение климатических различий в современную эпоху.

Для понимания процесса образования материала ЗК из вещества верхней мантии весьма важной является проблема щелочей, особенно калия и воды. В обзорной статье Б. Г. Лутца (1973) отмечается, что наиболее глубокий гранатовый перидотит, близкий по составу к каменным метеоритам, насыщен щелочами до 0,5%, тогда как более верхние шпинелевые содержат только 0,2% щелочей, а альпинотипные гипербазиты — всего 0,05%. В эклогитах это содержание повышается до 1%, а в гранулитах — до 4—5% (табл. 1).

Таблица 1

Средний химический состав пород верхней мантии
и континентальной коры, %
(из статьи Б. Г. Лутца, 1973)

Компоненты	Верхняя мантия					Кора	
	Гранатовые перидотиты	Эклогиты	Шпинелевые перидотиты	Альпинотипные гипербазиты	Океанские гипербазиты	Гранулит-базальтовый слой (базальтовый)	Гранито-гнейсовый слой (гранитный)
SiO ₂	44,04	45,26	44,88	40,49	45,7	58,6	65,6
TiO ₂	0,16	0,45	0,11	0,16	0,1	0,9	0,5
Al ₂ O ₃	2,12	14,78	1,90	1,49	2,5	16,8	14,9
Fe ₂ O ₃	3,32	3,56	1,61	2,88	5,9	2,0	1,1
FeO	4,19	6,07	6,28	5,06	2,9	5,2	3,4
MnO	0,10	0,15	0,14	0,11	0,1	0,1	0,1
MgO	41,57	16,72	41,18	41,31	40,5	5,2	2,4
CaO	1,87	9,16	1,89	0,99	1,5	7,1	3,4
Na ₂ O	0,44	0,79	0,17	0,04	0,2	3,2	3,5
K ₂ O	0,10	0,19	0,03	0,01	0,1	1,6	3,7

Данные о составе ЗК приведены также А. Б. Роновым и А. А. Ярошевским (1971), Н. Е. Галдиным (1974 г.). Они не разделяют «диоритовый» и «гранитный» слои. Для древних щитов ими принято такое соотношение пород: нормаль-ноглиноземистые кислого и среднего состава — 50%; высокоглиноземистые амфиболитовой и гранулитовой фаций — 14%; основные ортопороды — 18%; кристаллические сла-

цы по основным породам и эклогиты — 14%; эклогиты — 4%. В этом случае средний состав приближается к андезиту, содержащему (%): SiO_2 —60,6; MgO —4,2; CaO —5,3; Na_2O —3,0 и K_2O —1,95.

Б. Г. Лутц (1973) указывает, что строение ЗК достаточно четко расшифровывается по ксенолитам в кимберлитах, среди которых встречаются мантийные гранатовые перидотиты и альпинотипные гипербазиты подвижных зон. Нижний слой ЗК, по его мнению, сложен не базальтами, а метаморфическими породами гранулитовой фации (однако этому противоречат состав и физические свойства гранито-гнейсов всех щитов!), хотя его нижняя часть (эклогитовая) представлена метаморфизованными базальтами. Оказалось, что наиболее глубокие породы обладают более высоким содержанием щелочных элементов (Na_2O — до 0,8% и K_2O — до 0,2%), хрома, бария, никеля, ванадия и др. В целом они близки по составу к хондриту. Характерно, что альпинотипные гипербазиты содержат меньше и кремнезема (табл. 1). Обеднение гипербазитов более высокими уровнями щелочных элементов наводит на мысль об остаточном происхождении их магм (после выплавки базальтов, опережающих в КП гипербазиты). Автор не считает эклогиты аналогами базальтов (по элементам-примесям). Важен его вывод о различном составе мантии под континентами и океанами (менее дифференцирована), хотя по этому поводу существует и противоположное мнение. Интересным является заключение о близости состава мантийных эклогитов (по составу малых элементов) к гранатовым перидотитам, а не к океанским базальтам.

В связи с этим целесообразно было бы рассмотреть и возможность магматического происхождения части эклогитов из мантии. По мнению Б. Г. Лутца, выплавка магм из верхней мантии может осуществляться в форме кислотного магматического выщелачивания, когда газовой-жидкие глубинные флюиды, обогащенные водородом, фтором и хлором, окисляясь и взаимодействуя с породами верхней мантии, «выщелачивают элементы, занимающие в ряду кислотно-основных свойств наиболее щелочную позицию». По этой причине состав ЗК, в том числе и ее базальтового слоя, резко отличается от состава верхней мантии. Из мантийного материала экстрагируются Na, K, Si, Ba, другие элементы вхо-

дят в состав толеитовых магматических расплавов, обедненных по сравнению с исходными породами Mg, Fe, Ni, Co, Cr. С гипербазитами (при любом способе их перемещения) выносятся, в сущности, все составляющие их компоненты первичного расплава.

Переход базальта в эклогит (по Маракушеву, 1972) представляется в следующем виде:



Происходят, таким образом, десиликация и ощелачивание базальта.

По его же данным рисуется такая схема развития метаморфизма в связи с геосинклинальным процессом:

А. Ранняя стадия — формации цеолит-зеленокаменно-спилитовая, спилит-зеленокаменная, зеленокаменно-глаукофан-сланцевая, эклогит-глаукофан-сланцевая.

Б-I. Зрелая стадия — формации филлитово-сланцевая, сланцево-плагиогнейсовая, эндербитовая, плагиомигматитовая.

Б-II. Заключительная стадия — формации филлитово-сланцевая, сланцево-гнейсовая, чарнокитовая, мигматитовая и др.

В. Тектоническая активизация устойчивых областей — контактовый и иной метаморфизм.

Общая эволюция метаморфизма такова:



Следует заметить, что никаких связей с тектоническим развитием (которое как раз и определяет метаморфизм) здесь не усматривается. Глаукофановая формация в пространстве и во времени почему-то оказывается между зеленосланцевыми. Нет, наконец, никаких данных в пользу отнесения эклогит-глаукофан-сланцевой формации только к ранней стадии развития геосинклинали, непонятно также отсутствие других видов метаморфизма, кроме контактового, для периода «поздней активизации». Именно в эти периоды как раз и развивается мощный метаморфизм и магматизм. Необходимо, наконец, учитывать и сквозность системы ГПЗ в стадии растяжения с неизбежной дегазацией, а также тепломассопоток в связи с базальтоидным магматизмом, которые, несомненно, вызовут начальный плутогенный метаморфизм (как известно, продукты офиолитовой формации всегда несут следы метаморфизма). Естественно, автор этого и не мог учесть, так как его схема составлялась по ма-

териалам советской части Тихоокеанского пояса, для которой проблемы «геосинклиальной» тектоники вообще не нашли еще своего решения, и появление глаукофановых фаций потребовало своего объяснения либо с позиции высокого избыточного давления (области «засасывания» океанской коры в мантию), либо воздействия особых метаморфизирующих флюидов высокого давления. Возрастание отношения Na/K со временем приписывается группам формаций А и В (рис. 14).

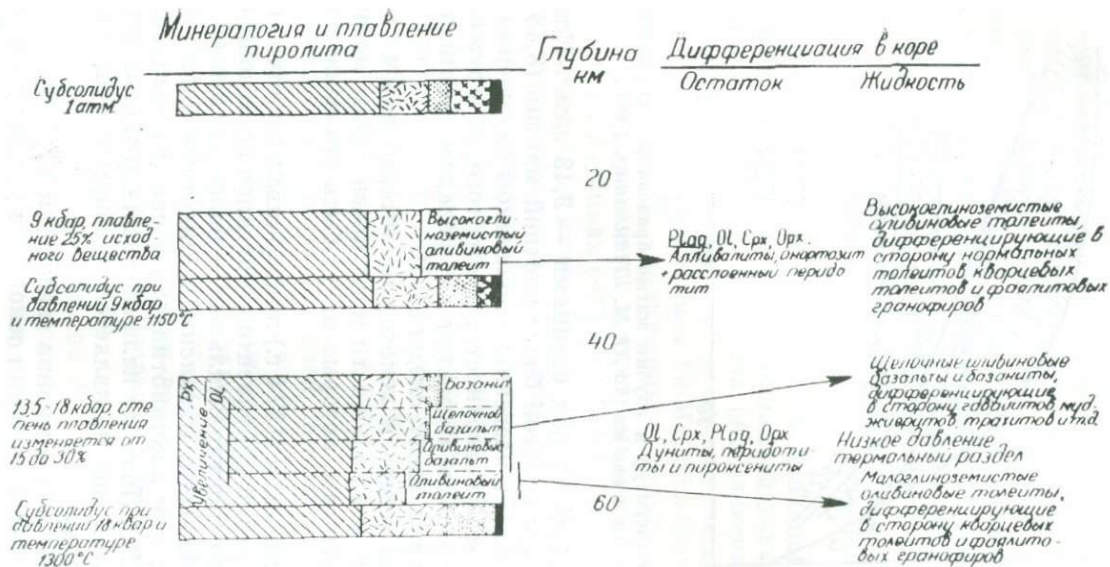
Глубинные растворы возникают в астеносфере и начинают накапливаться после инициального базальтоидного магматизма, разогреваются по мере подъема и окисления, и потому, как считает Б. Г. Лутц, метаморфизм и гранитизация развиваются только в орогенную стадию.

По другой схеме, в астеносфере пиролит находится частично в расплавленном состоянии, так как тугоплавкая перидотитовая часть его кристаллична, а базальтовая — жидкая (рис. 17). Со временем происходит наращивание литосферных плит (кристаллизация нижних частей), увеличение их мощности. Показана зависимость рельефа COX от возраста плит и скорости их раздвижения (О. Г. Сорохтин, 1973 г.).

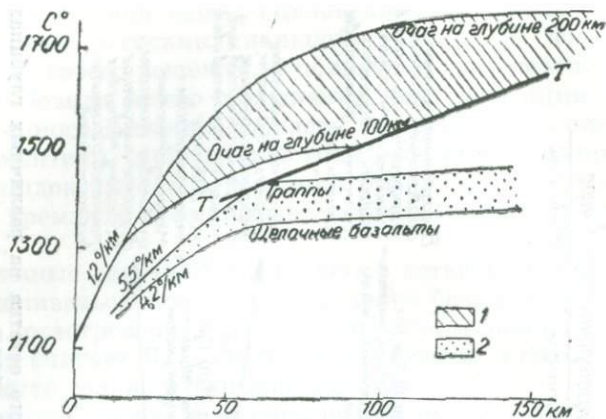
Очень важно заключение сейсмологов о несколько необычной подвижности современной границы М. В случае воздымания ЗК граница М опускается, а в случае прогибания — поднимается. Первое объясняется сиалитизацией верхней мантии, появлением «корней гор», а второе — базификацией ЗК («первый тип развития», по И. Г. Базовкиной, Е. Н. Люстиху, И. А. Резанову, 1972). Нарушение Архимедова равновесия в ЗК может быть следствием или спрединга, или поддвига плит, а также соответствовать определенной стадии развития структур ЗК.

Все перечисленные активные процессы протекают в пределах влияния ГПЗ, действуют циклично, с определенной ритмичностью, поэтому многие авторы склоняются к мысли о периодичности тектонических и глубинных процессов. Такова общая сторона процессов «питания» ЗК за счет мантийного материала.

Помимо расслоенности по вертикали установлена и латеральная неоднородность верхней мантии. По данным Г. А. Харкевича (1973), плотность ее у кровли под континентами



17. Степень плавления пиролита, состав жидкости и тугоплавкого остатка на различных глубинах в мантии (по Д. Грину и А. Рингвуду, 1966).



18. Различие температур и глубин магмообразования под геосинклиналями и вне их (по Ю. М. Шейнманну, 1969).

составляет $3,4 \text{ г/см}^3$, под океанами — $3,43 \text{ г/см}^3$. Континенты обрамляются полосой более плотной мантии ($3,45 \text{ г/см}^3$), что может служить косвенным признаком сдвижения континентов вдоль этой поверхности. Кроме того, обнаруживаются и другие полосовые аномалии с перепадом плотностей до $0,35 \text{ г/см}^3$ (по-видимому, следы ГПЗ).

Обратимся теперь к некоторым литературным геологическим материалам по древнейшим метаморфическим комплексам, которые могут быть отнесены к нижнему слою ЗК.

Ю. М. Шейнманн (1974 г.) подчеркивал различие состава базальтовых серий континентов и океанов по отношению натрия к калию (континентальные — более калиевые), а также по гипербазитам. Океанские перидотиты ближе к веществу мантии, чем альпинотипные, в связи с выплавкой базальта (рис. 18). Поэтому наличие альпинотипных перидотитов и базальтов еще не является признаком существования океанской коры.

Противоположное мнение высказали В. С. Буртман и др. (1974 г.), анализируя состав основания уралид и тяньшанид. Гипербазит-габбро-амфиболитовые комплексы они безоговорочно относят к океанскому фундаменту, различая лишь

разные уровни его преобразования — от первой стадии габброизации гипербазитов до третьей — образования плагиогранитов. Глубокий метаморфизм, по их мнению, накладывался уже на апогипербазитовые породы — габброиды и магматические габбро, а также перекрывающие их осадочные породы. Таким образом, существуют два мнения, и вопрос нельзя считать окончательно решенным, хотя логически состав верхней мантии под континентами и океанами не может быть одинаковым. Ошибочным является утверждение о «двухэтапном образовании уральской эвгеосинклинали».

Первичная ЗК Южной Африки, Западной Австралии и Канады была представлена ассоциацией ультраосновных и основных пород океанского типа (А. Гликсон, 1972 г.). Метабазальты архея отличаются от современных толеитов океана более высоким отношением Fe/Mg, большим содержанием Mn, низким Al и Ti, пониженным отношением K/Rb и Fe^{3+}/Fe^{2+} , что объясняется первичным выплавлением базальтов на малых глубинах (< 15 км) и меньшей дифференцированностью пород мантии. Далее, по мнению автора, произошло многократное плавление вещества по такой схеме: фракционное плавление мантии → первичная океанская кора → известково-щелочные вулканиты и граниты → анатектические калиевые граниты, т. е. происходило последовательное преобразование вещества вплоть до получения гранитного материала, после чего предполагается слипание гранитных ядер. Следовательно, эта схема в общем аналогична нашей (Щерба, 1970).

Древнейшие породы Западной Гренландии (гнейсы Амитсок) имеют возраст, по различным определениям, от 3,6 до 3,9 млрд. лет. Эти цифры определяют начало «гранитного» периода в развитии ЗК на планете. Сами кварц-полевошпатовые полосчатые ортогнейсы комплекса Амитсок образовались по породам, имеющим возраст около 3,7 млрд. лет (Пенгерст и др., 1973 г.). Возраст древнейших пород Антарктиды более 4,2 млрд. лет.

В Западной Австралии, по А. Гликсону (1972 г.), древние гипербазиты и базиты слагают стратиформный комплекс, метаморфизованный в условиях зеленосланцевой фации, при относительно низком давлении. Кроме того, как уже указывалось, имеются граниты, гнейсы, чарнокиты.

В фундаменте Эфиопии гранулиты содержат чарнокиты с возрастом 3600 ± 100 млн. лет. Пояс имеет субмеридиональное простирание, состоит из биотитовых и амфиболовых гнейсов, принадлежащих к различным субфациям амфиболитовой фации метаморфизма. В долинах рек обнажаются пироксеновые гнейсы, переслаивающиеся с гранатовыми породами, амфиболитами с телами габбро и пироксенитов широтного простирания (гранулитовая фация, реликты древнего кратона), тогда как субдолготная система представляет собой зону омоложения (а может быть, другой цикл?). Такие же широтные элементы встречаются в Танганьике и Родезийском щите. По Б. Виндли (1973 г.), возраст метаморфизма гранулитов, гнейсов, мигматитов $3200-2800$ млн. лет. Архейские зеленокаменные пояса имеют возраст $2750-2350$ млн. лет (на 1 млрд. лет моложе). Для древнейших комплексов типичны пластовые тела анортозитов, ареальный характер деформаций и отсутствие, вернее, «стирание», линейных структур.

Зеленокаменные пояса построены породами в такой последовательности: ультраосновные вулканиты \rightarrow базальты \rightarrow обломочные породы \rightarrow железистые кварциты. Вдоль их границ размещаются поздние гранитные плутоны. Это протоокеанские зоны растяжения. Стабилизация архейских плутонов сопровождалась толеитовыми дайковыми поясами (дайки протяженностью в сотни километров).

Позднее появились два типа протерозойских поясов: а) линейные геосинклинальные зоны, заполненные осадками и вулканитами слабого метаморфизма, и б) мобильные зоны реактивации фундамента. Их различие может быть объяснено с позиции гипотезы «тектоники плит», а еще лучше — гипотезы полициклического проявления ГПЗ.

Породы гранулитовой фации Индостанского щита, по данным ряда исследователей, имеют следующий состав:

1. Фации низкого давления: Кв+Кпш+Гр; Кв+Кпш+Пл+Гип; Кв+Кпш+Сил+Гр; Пл+Гип+Кпир+Рфг.
2. Фации среднего давления: Кв+Кпш+Пл+Гип; Кв+Кпш+Сил+Гр; Пл+Гип при более высокой T — Кв+Гип+Кпир+Гр.
3. Фации высокого давления: Кв+Кпш+Пл+Гр (высокое содержание пироба); Кв+Кпш+Сил+Гр; Пл+Кпир+Гр.
4. Эклогитовая фация: Кв+Кпш+Гр (высокое содержание пироба); Кпир+Гр+Гип (высокое содержание Al).

Выделяются ортоамфиболиты, параамфиболиты (диафторированные эклогиты и др.). Глаукофан-сланцевый метаморфизм происходил при $T=350-500^{\circ}\text{C}$ и флюидном давлении 3—8 кбар. В этих зонах геотермический градиент низкий — $10-15^{\circ}\text{C}/\text{км}$.

В Шотландии возраст метаморфизма гранулитовой фации 2900—2600 млн. лет. Состав гранулитов здесь близок к составу архейских вулканитов Канадского щита (базальты, андезиты, дациты, риодациты и пирокласты).

Эклогитовыми названы слюдяные сланцы района оз. Мукроне (Италия) с гранатом, фенгитом и с линзами и прослоями кварца. Они переслаиваются с амфиболитами, эклогитами, глаукофановыми сланцами и альбит-мусковитовыми гнейсами с гранатом (догерцинская и герцинская полиметаморфические зоны).

В Алданском щите В. И. Кицул и В. С. Шкодзинский (1972 г.) выделяют три гранулитовые фации: умеренных давлений—гранаты высокой железистости (>70), волластонит в известково-силикатных породах; постепенный переход к амфиболитовой фации в синклинорных структурах; повышенных давлений — железистость граната 70—60; гранат всюду в богатых кальцием породах, волластонит спорадичен; высоких давлений — железистость граната — 60—42; распространен всюду; нет волластонита. Эта фация не имеет аналогов в глубинных породах.

Ниже приводятся минеральные составы пород гранулитовой фации:

	Кв—Пшп гранули- ты	Бт— Сил	Бт— Гип	Пир— Сил	Пир— Сл	Гнейсо- граниты	
Пл	34	19	59	64	70	32	Бт 1—3 %
Кв	45	31	18	7		41	Рог 1—2 %
Кпш	5	18				17	Салит 1—4 %
Гр	14	26	+	4	+	8	Илм, Ру,
Сил	1	4	—	+	+	1	Цр, Мг

Получены новые данные о глубинном строении Рейнского грабена. Согласно Дж. Иллису (1972 г.), расширение здесь оценивается в 4,8 км, величина погружения (по мощности осадков) — в 3,35 км. На глубине 24 км на границе коры и мантии обнаружено лакколитоподобное тело, которое рассматривается как интрузив ($V_p=7,6-7,7$ км/сек) базальтоидного состава, что можно также расценить и как доказательство магматического приращения

базальтового слоя за счет верхней мантии в нашей модели. Дж. Иллис также считает, что раздвижение блоков можно объяснить ротационным неравновесием.

Структура древнего Байкальского рифта, судя по последней работе Н. А. Божко и Л. И. Демина по Приольхонью (1973 г.), представляет собой реликт нижней части ЗК, образованной из материала верхней мантии и содержащей блоки эклогитоподобных пород, гипербазитов, габброидов.

В фундаменте Русской и Сибирской платформ архейские комплексы метаморфизованы в условиях гранулитовой фации умеренного давления (6—10 кбар). Широкое развитие метаморфизма, его однородность указывают на стабильность условий — это глубоко эродированные складчатые комплексы докембрия (Кратц, Глебовицкий, 1973). Общее направление эволюции метаморфических процессов следующее (рис. 19, 20):

1. Гранулитовая фация от умеренной до небольшой глубины (5 кбар) с неоднократным изменением пород при восходящем движении; диафорез (В. И. Кицул, 1971 г.). Так образовались древние кратоны.

II. а) — гранулитовая фация высокого давления (10 кбар); пояса анортозитов в структурах обрамления древнейших кратонов (Джугдур — Становик), даже секущие их (значит каркасность, в архее уже была дифференцированная ЗК, появились различные структуры); б) — субфация альмандиновых амфиболитов (Ки—Сил серия) в позднем архее, появляются мигматиты и гранито-гнейсы (6—7 кбар); в) — зональные метаморфические комплексы Анд — Сил типа (4—5 кбар).

Смена фаций указывает на изменение теплового режима ЗК в направлении снижения интенсивности теплового потока и возрастания неоднородности, усложнения строения зон и областей. Тенденция в общем такая же, как и в позднем докембрии и фанерозое. Различия проявляются лишь в характере и величине временных интервалов. Для молодых зон отмечается, по литературным данным, большая контрастность, пестрая зональность, наличие глаукофан-сланцевых поясов (с рифея) на ранних этапах, тогда как в древних — гранулитовых. В первых нередко изобарическая зональность, парные синхронные пояса (1900—1850 млн. лет) от зеленых сланцев до куммингтонитовых амфиболитов.

Древнейшие породы Казахстана известны среди каркасных (Кокчетавский) и линейных геотектоногенов (Уральский, Улугауский, Тянь-Шаньский, Чу-Илийский). Геологи-

ческие обобщения по ним в последнее время выполнены Л. И. Филатовой и Ю. А. Зайцевым (1972 г.), а петрологические — И. А. Ефимовым (1972 г.). Прежде всего обращают на себя внимание древнейшие породы условно архейского возраста (зерендинская серия Кокчетавского массива, бектурганская — Улутау) и их аналоги в других регионах (3200 млн. лет), представленные так называемой гнейсово-сланцево-эклогитовой формацией, подвергшейся многократному диафторированию и будинажу, в результате чего произошло значительное омоложение радиохронологических дат [2600—1300 и 1650 (?) млн. лет], практически не сохранились гранулитовые фации. По-видимому, трудно также совместить наличие эклогитов с полученным рифейским возрастом кристаллических сланцев, если только они не магматического происхождения (И. А. Ефимов, 1972 г.). Среди исходных пород здесь установлены также и терригенные образования (в том числе песчаники), известняки, затем базальты, габбро-диабазы, гипербазиты и, по мнению И. А. Ефимова, эклогиты. Состав осадков указывает на наличие еще более древнего консолидированного основания. Положение в разрезе, эллипсоидные и шарообразные формы тел эклогитов, их малые размеры — свидетельство не только разъедания при диафторезе, но также и будинажа, возможно, и меланжа.

В Северном Тянь-Шане глубокометаморфизованные породы актюзской серии и сарыджаской свиты, кеминской серии, представленные пестрыми по составу орто- и парапородами, гнейсы Кендыктаса некоторыми авторами относятся к архею, хотя вследствие наложения метаморфизма соответствующих цифр радиологического возраста не получено. Как считает А. Б. Бакиров (1973), их аналоги в более южных районах имеют возраст $> 2,5$ млрд. лет. Во всяком случае пестрота состава толщ, появление гранитоидов с возрастом до 1,8 млрд. лет свидетельствуют о том, что к моменту их формирования уже существовала достаточно зрелая кора континентального типа. Среди них сохранились остатки эклогитов, глаукофановых сланцев, возможно, гранулитов. А. Б. Бакиров указывает на наложение, по крайней мере, четырех этапов метаморфизма. Пояса метаморфизма простираются здесь субширотно, согласно геологическим структурам. В то же время древние метаморфиты Северного

Тянь-Шаня имеют отчетливое и второе, северо-западное, простирание.

С течением времени (по И. А. Ефимову и А. Б. Бакирову, 1972 г.) происходила смена фаций метаморфизма от более высокотемпературных и глубинных к среднетемпературным. В отдельных зонах появлялись фации сверхдавлений (глаукофансланцевая). В каждом отдельном цикле отмечается тенденция падения давлений и роста температур от начальных к конечным стадиям.

В целом разрезы Казахстана дают мало материала для решения вопроса о составе нижней части КП.

Для раннедокембрийских подвижных зон, по К. О. Кратцу и др. (1973), не характерна четкая внутренняя тектоническая дифференциация, как в фанерозое, что, конечно, затрудняет их типизацию. Площадной характер распространения метаморфических формаций в пределах древних массивов может быть следствием не только особых условий (увеличенный тепловой поток), но и более поздних наложенных сетчатых ГПЗ. Именно поэтому возникла континентальная кора, а сами массивы избежали базификации в силу своего высокого стояния (гравитационного всплывания). Ведь даже В. А. Глебовицкий и др. (1972 г.) отмечают, что гранулиты из ядерных частей древнейших квазикратонов возникли на ранних этапах их развития в пределах подвижных поясов и что пояса метаморфизма полизональны.

Драгирование дна Тихого океана в желобах показало, что под осадками мощностью в десятки и сотни метров залегает кора, сложенная вулканитами и интрузиями основного состава, местами гипербазитами. По мере смещения от осевых частей СОХ в породах усиливается зеленокаменное преобразование (Удинцев и др., 1974).

Спорным является определение давления H_2O , отличающегося от литостатического. Оно объясняется по-разному (сквозность системы, изменение градиентов, поглощение воды расплавом и т. д.). Кстати, именно неполное выплавление гранитной эвтектики возникает при недостатке воды; в этом случае в расплав вовлекаются водосодержащие темноцветные.

Таким образом, можно согласиться с мнением Э. Б. Наливкиной (1972), которая считает, что метаморфизованные ортопороды архея и даже раннего протерозоя в общем пред-

ставляют собой выходы «базальтового» слоя Земли. Яркий тому пример — глубоко вскрытые древние щиты.

Вернемся к некоторым общим положениям теории метаморфизма. Цикл метаморфизма (Глебовицкий, 1969, 1973), определяется тектоническим режимом в ГПЗ. Прогрессивная фаза — нагрев, пластические деформации (ползучесть), уплотнение, перекристаллизация при сохранении гидростатических напряжений; регрессивная — растяжение, нарушение гидростатических напряжений, возникновение неоднородности поля (В. Я. Посыльный, 1973 г. и др.). Изложенное выше показывает, что смены циклов метаморфизма «прогрессивная фаза — регрессивная фаза» в архее совершались многократно, создавая вместе с мантийным магматизмом начальные «базальтовые», а затем «диоритовые» и «гранитные» ядра будущих континентов.

Теоретический состав современной «базальтовой» о б о ч к и Земли (по данным Дж. Ворцеля, 1965 г.) таков (%): пироксеновые гранулиты и амфиболиты — 45, гранулиты (чарнокиты) — 45, эклогиты — 10.

Мантийное происхождение различных вулканогенных базальтов, толеитов, в том числе и базальтов СОХ, доказывается и геохимически по Ni/Co соотношению, варьирующему от 2,2 до 7,6 (в пиролите принято равным 10—15); оно снижается в случае кристаллизационной дифференциации (Когарко, 1973). Анализ разрезов и фаций метаморфизма в ядрах континентов показывает, что нижняя часть «базальтового» слоя ЗК сложена ортопородами эклогит-базальтового и гипербазитового состава. В верхней части слоя появляются и парапороды (глаукофановые фации, вероятно, следует относить к более высокому уровню КП, если исходить из того, что для их образования уже должны были существовать породы различной вязкости, в том числе пластичные сланцы и жесткие массы блоков). В состав «базальтового» слоя входят также остатки «корней гор», переработанные в верхней мантии и давшие относительно более кислые магматиты. Плотность средняя 3 г/см^3 , скорость продольных сейсмических волн $6,9 \text{ км/сек}$. При таком соотношении средний состав колеблется между габбро и диоритом. Надо заметить, что мы, по-видимому, оцениваем в какой-то мере «подкисленный» за истекшее время слой, первоначальный

состав которого отвечал в общем базальту. Наряду с «материнскими» породами здесь сохранились и тела «сквозных» гипербазитов, андезитов, карбонатитов и даже гранитоидов.

Средняя часть колонны

Средняя часть КП, «диоритовый» и «гранитный» слои, — это область господства метаморфизма умеренных температур и давлений амфиболитовой фации с локальными зонами высоких давлений в осевых частях ГПЗ. Ее отличает весьма пестрый состав и значительное участие вулканогенных и осадочных пород и постепенное сокращение доли мантийного материала, возрастание роли выплавки из «базальтового» слоя; это и область образования гнейсов, и генерации гранитоидных магм (рис. 13, 20).

Литературные данные об этой части КП еще более многочисленны, природные наблюдения весьма широки, а само вещество изучено достаточно обстоятельно на древних щитах и глубоко денудированных срезах геотектоногенов протерозоя и фанерозоя. Следует особенно выделить обобщающие исследования в нашей стране А. А. Полканова, Н. Г. Судовикова, Н. П. Семеновко, В. С. Соболева, К. О. Кратца, Д. С. Коржинского, В. А. Глебовицкого, Б. Я. Хоревой, В. И. Кицула, К. Б. Кепежинскаса, А. А. Маракушева, Л. Л. Перчука и др. В Казахстане — это работы М. В. Бесовой, Р. А. Борукаева, А. Б. Бакирова, И. А. Ефимова, Ю. А. Зайцева, П. Н. Кропоткина, И. Ф. Трусовой, Л. И. Филатовой, Б. Я. Хоревой, Е. Д. Шлыгина и др.

Пороговая граница Конрада (К) выражается в уменьшении плотности (до $2,9-2,7 \text{ г/см}^3$) и скорости сейсмических волн (до $6,6-6,1 \text{ км/сек}$) по сравнению с «базальтом». Обычно на сейсмических разрезах она трассируется достаточно четко, что послужило основанием считать ее даже границей фазовых преобразований. Верхняя граница средней части КП также достаточно четкая — она определяется по появлению слабо метаморфизованных осадочных пород (плотность менее $2,6 \text{ г/см}^3$, скорость продольных волн менее 5 км/сек), содержащих отдельные слои и пояса вулканитов, отдельные интрузивные массивы.

Не всегда граница кристаллического фундамента плит и покровных образований будет одновременно и границей средней и верхней частей КП. Она обычно нарушается (рез-

ко приподнимается) в местах развития ГПЗ разных порядков (геотектоногены каркасного типа).

Нередки случаи отсутствия фациальных переходов, промежуточных фаций метаморфизма в разрезах ЗК по вертикали, что означает либо продолжительный перерыв и денудацию, либо «сползание» слоев при раздвигах, либо, наконец, горизонтальное «вклинивание» при сжатиях. Каждый такой пример несоответствия требует специального изучения.

Слой «диорита» по составу можно отождествлять с ультраметаморфическими породами — кристаллическими сланцами, мигматитами, некоторыми орто- и парагнейсами. В частности, по физическим свойствам и составу к диориту также близки и гранитизированные базальтоиды, габбро. Следовательно, это слой активного проявления гранитизации в базальтах и ультраметаморфитах, свидетельство превращения океанской коры в континентальную.

«Гранитный» слой иногда понимается как область гранитообразования в условиях амфиболитовой фации метаморфизма (Гинтов, 1973). Тогда он подстилается не «базальтовым», а «гранулитовым» слоем, который представляет собой обезвоженный и даже гранитизированный слой. По изложенным выше данным, нами почти одновременно с Ф. С. Моисеенко и другими исследователями был выделен между «гранитным» и «базальтовым» слоями еще и промежуточный, «диоритовый» слой, в котором местами даже проявлена более высокая ступень метаморфизма (в том числе и гранулитовая)*.

Нельзя согласиться с объединением в «гранито-гнейсовый» слой кристаллических сланцев, мигматитов и других пород средне-основного состава (Лутц, 1973), поскольку по своим физическим свойствам, содержанию компонентов они отвечают диориту, а не граниту. Кстати, «диоритовый» слой сейчас формируется в СОХ, поэтому он и развит в океанской коре, тогда как там пока нет «гранито-гнейсового». Гранито-гнейсы Сейшельских островов имеют возраст 600 млн. лет, что подтверждает их явно материковое происхождение, поскольку возраст Индийского океана считается гораздо более молодым.

Граница фаций, линия плавления «гранита» в большин-

* Несмотря на отрицательное отношение, сам И. А. Резанов (1974) выделил «диоритовый» слой в разрезе ЗК Кавказа и Прикаспия.

стве схем ультраметаморфизма принимается в 650—680°C. Она соответствует линии разложения мусковита с кварцем (рис. 14, 19). Интересен вывод Л. Л. Перчука (1972) и др. о том, что гранитизация может происходить при постоянной температуре, но при возрастании давления H₂O в 2—3 раза.

Идея Д. С. Коржинского (1972) о роли щелочных «трансмагматических» растворов при гранитизации в основном, по-видимому, правильна. Все же нельзя принять его вывод о том, что состав гранитоидов определяется целиком составом растворов (кроме щелочей, активизация других оснований глубинного флюида). Во-первых, процесс замещения исходных пород в редких случаях доходит до конца; во-вторых, при последующем расплавлении неизбежна контаминация эвтектики. Поэтому-то и получаются различные по составу гранитоиды, и только самые поздние дифференциаты близки к эвтектоидным. Видимо, правильнее называть «транскоровые растворы», а не «трансмагматические» или «сквозьмагматические», так как они обуславливают магматизм, а не просто перемещаются «сквозь» очаги магмообразования (что, вообще, сомнительно).

Приведем некоторые геологические примеры и литературные обобщения по метаморфическим процессам для конкретных поясов.

В истории раннего докембрия Украины выделяются три группы формаций, соответствующие прогеосинклинальному, протогеосинклинальному этапам и этапу стабилизации древних платформ (К. А. Шуркин, Ф. П. Митрофанов, 1968 г.). Обнаруживается цикличность: начало и конец каждого цикла отмечает внедрение (излияние) основной (ультраосновной) магмы. Определенный участок ЗК многократно находился в условиях ультраметаморфизма.

Интрузивно-ультраметаморфические комплексы	Специализация	
Приазовская гранитоидная субформация (интрузивно-ультраметаморфическая)	<ol style="list-style-type: none"> 1. Обиточненский—диориты и тоналиты 2. Салтычанский—оритовые граниты 3. Анадольский—лейкограниты (реоморфические метасоматиты) 4. Каратюпский — плагиограниты (анатексис гнейсов и гранитизация) 	<p>Сu, Мо</p> <p>Zr, La, Се</p> <p>Монацитовые, монацита до 500 г/т</p>

Появление гранитных расплавов, по мнению авторов, происходило там, где давление было пониженным. Образовались они за счет вмещающих пород в среднюю, орогенную (?) стадию развития ЗК Приазовья, когда максимально развился ультраметаморфизм пород лозоватской («гранулиты» — гнейсы и мигматиты) и корсак-шовкайской («амфиболиты» — железистые кварциты, известняки) свит.

В узких антиклинальных структурах, по их данным, происходило экранирование теплового потока и ослабление давления в ядрах и как следствие — гранитизация, палингенез. Граниты анадольского комплекса образовались в ядрах широких антиклиналей. Общая последовательность: метаморфиты → мигматиты → граниты.

Самые древние «геосинклинальные» граниты Украинского щита имеют возраст 2800—2600 млн. лет. Наиболее распространены гранитоиды с возрастом 2100—1700 млн. лет; более молодые — 1700—1400 млн. лет образуют четыре серии: диорит-гранодиоритовую, плагиогранитовую, гранитную и лейкогранитовую (и аплитовидных гранитов).

Время формирования криворожской серии, по Н. П. Щербак (1972), 2600—1900 млн. лет. Бердичевские граниты имеют возраст по биотиту 1600—1500 млн. лет, а по монациту и циркону — 2300—2100 млн. лет. Возраст метаморфических пород Приднепровья, определенный аргонным методом, — 300—1700 млн. лет (?), кристаллических сланцев Конкско-Белозерской зоны по изотопии свинца — 2800—2600 млн. лет. Отмечается многократность метаморфизма при $T = 720—580^{\circ}$. Под метабазитами конкско-верховцевской серии бурением обнаружены биотитовые гнейсы, что указывает на многослойность и определяет границу цикла. Гранитоиды Приазовья имеют протерозойский возраст. Выделены три серии метаморфических пород: росинская, подольская, тетеревская. Возраст гранитов Патомского нагорья раннепротерозойский.

В Западной Австралии (район Пуна-Далгаранга) возраст ранней эпохи архейского гранитообразования 3050—2900 млн. лет, поздней — 2750—2600 млн. лет. Цифра 3,7 млрд. лет приводилась выше.

Таким образом, формирование «гранитного» слоя, не говоря уже о «диоритовом», относится к раннему докембрию, когда из ультраосновной оболочки выделилась флюидная фаза, содержащая 15—20% воды, образующей океаны, и 75—80% силикатных соединений (гранитные магмы). Этот вывод поддержал и П. Н. Кропоткин (1972). Правда, такое допущение требует известного уточнения, так как на пиролите (гипербазите) верхней мантии всюду лежит «базальтовый» слой и лишь на ней — «диорит-гранитный» (включая и слой «диорита»). Отсюда мы считаем, что возможно только последовательное формирование слоев ЗК, вызывае-

мое циклическими процессами накопления и изменения пород с возрастанием и снижением температуры и давления, сопровождаемые соответствующими фациями и субфациями метаморфизма.

Метаморфизм пород фундамента Русской платформы происходил в два главных цикла — 2000 и 1800—1700 млн. лет, с последующими несколькими циклами омоложения (М. А. Гаррис, Д. В. Постников, 1972 г.).

В Алтае-Саянской области метаморфизм носил полизональный и многократный характер (Лепезин, 1972). Полифациальность выражается в чередовании полос прогрессивного метаморфизма зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций в породах нижнего палеозоя. Вдоль секущих разломов, очевидно, более поздних, развивались наложенные линейные зоны диафтореза с регрессивным преобразованием высокометаморфических ассоциаций даже до уровня фаций зеленых сланцев. Глаукофановые сланцы, по Б. Г. Лепезину, тяготеют к офиолитовым поясам, расположенным в зонах прогрессивного метаморфизма обычных пород и диафторитов по породам амфиболитовой фации.

В Южном Тянь-Шане, в долине р. Сох, метаморфизм протекал в условиях низких давлений в пределах андалузит-силлиманитовой фациальной серии от низов зеленосланцевой до верхов амфиболитовой фаций; возраст его доверхнепалеозойский (Т. Укудеев, 1973 г.).

На Юго-Западном Памире и в Каратегине (Баратов и др., 1973) метаморфизм допалеозойских пород начинался 2900—2400 млн. лет назад в условиях высоких температур (до 750—900°C) и давлений (до 7—7,5 кбар). Он привел к формированию эклогитоподобных пород гранулитовой фации. При последующей регрессивной стадии наложенного ультраметаморфизма амфиболитовой и более высокотемпературных фаций возникли мигматиты, анатектиты и палингенные граниты, зеленые сланцы — диафториты. Отмечается многократность докембрийского и палеозойского метаморфизма и влияние режима воды на возникновение гранитных расплавов. Наложенный метаморфизм обычно сопровождался уничтожением ранних минеральных парагенезисов. Указывается, что парагенезисы гранулитовой фации могли сохраняться лишь при условии удаления анатектических расплавов из системы.

Для анатектических процессов в гранито-гнейсах Центрального Ахаггара (Алжир) определены условия: $P=3-4$ кбар и $T=650-750^{\circ}\text{C}$, в то время как предшествовавший метаморфизм (1000 млн. лет) протекал при более высоком давлении (Дж. Бертран и др., 1973 г.).

В Нигерии последовательность метаморфизма комплекса пород основания такова (Р. Райт, 1971 г.):

1. Гранулитовые гнейсы.
2. Магматиты среднего состава (диориты).
3. Мигматиты — полосчатые, порфиروبластовые, амфиболиты, сланцы.
4. Гранито-гнейсы и мигматитовые гранито-гнейсы.
5. Граниты и гранитизированные породы (древние).

Ряд исследователей, учитывая мощности блоков архейских метаморфитов (8—17 км) в древних массивах Америки, Африки, считает, что уже в архее мощность ЗК достигала 25 км, а с появлением гранитов (3—2,5 млрд. лет назад) она приблизилась к 30 км.

Метаморфические толщи протерозоя Северного Казахстана, по Л. И. Филатовой (1973 г.), относятся к зеленосланцевой фации. Исходные породы в нижней части разреза ранней стадии — кварцито-филлитовая, дацито-кератофиро-лептитовая и базальто-спилитовая формации общей мощностью до 11 км; в верхней части — вулканотерригенные формации поздней стадии; в их составе липарито-порфиرويدная формация мощностью до 9 км. Отмечается вялость тектонического режима.

Отвечающие средней части КП кристаллические сланцы, мигматит-гнейсовые комплексы амфиболитовой фации распространены помимо Кокчетавского массива еще и в Улутау, Срединном антиклинории, Северном Тянь-Шане, на Алтае, на юго-восточном фланге Чу-Илийского геотектоногена, в Мугоджарах (Абдулин, 1973). Только здесь уже четче проявилась дифференцированность фаций и принадлежность их к полизональным поясам, между которыми породы оказались слабо метаморфизованными (зеленосланцевая фация). Возраст пород считается протерозойским; стадий метаморфизма было несколько, возраст — добайкальский. В отдельных зонах устанавливается каледонский (Улутау, Северный Тянь-Шань) и даже герцинский метаморфизм (линейные геотектоногены Алтайский, Успенский).

Зональность описана для Мугуджар (Абдулин, 1973) и Южного Улутау (А. И. Филатова, И. З. Филиппович, 1972 г.). В осевой части зоны расположены плагиогранито-гнейсы, по периферии — порфиробластические гнейсы, переходящие в кристаллические сланцы бектурганской и аралбайской серий зеленосланцевой фации. Размер гнейсового массива 80×5 —15 км. Для него наиболее типичен натровый метасоматоз, широкое развитие плагиоклазов и особенно альбита.

Если считать широко распространенные герцинские гранитоиды Казахстана производными средней части КП, то ареалы и масштабы активного функционирования ГПЗ в этот период нужно признать грандиозными (вынос более миллиона кубических километров магматических масс в Восточном Казахстане из средней части колонны в верхнюю).

Близкую картину к палингенному гранитообразованию мы наблюдаем и в кровле достаточно крупных аллохтонных плутонов, например, в Калбе и Нарыме (Щерба, 1957). Здесь в Озерном районе, южнее долины Курчума в Нарымском массиве, широко проявлены гибридизм, ассимиляция пород песчано-сланцевой кровли гранитоидов первой фазы внедрения, особенно в местах ее обрушения. Помимо магматического пропитывания проявлен порфиробластез, возникают планпараллельные теневые структуры, иногда типичные для теневых гранитов. Характерно, что контактовые роговики обладают признаками высокотемпературного преобразования (Анд — Сил — Кв — Би) во внутренней зоне экзоконтакта шириной в первые десятки метров, тогда как вся вмещающая толща подвергалась лишь зеленосланцевой фации метаморфизма. Под присводовой зоной гибридных пород на глубине около 0,5 км и менее уже располагаются нормальные граниты, иногда даже явно секущие граниты второй фазы. Контаминация настолько интенсивна, что даже магматические выжимки секущих даек гранодиоритов среди гранодиоритов и гранитов массива содержат ксенолиты боковых пород (рис. 21 а). Мелкозернистые гибридные гранодиориты второй фазы, также переполненные ксенолитами вмещающих пород, встречены на Кемир-Каинском и Суукбулакском участках юго-восточной части Нарымского массива гранитоидов.

Для этого примера характерна явная конвергентность

признаков и без учета общей фаціальности метаморфизма — такие интрузии можно принять за метасоматические автохтонные.

Температурные условия в средней части КП неодинаковы и с глубиной возрастают. Б. А. Шлайфштейном (1973) выполнены многочисленные анализы минералов из парагенезисов кристаллических сланцев и гнейсов русской Лапландии и определены температуры по методам Л. Л. Перчука (а) и В. А. Глебовицкого (б), в °С:

а)	720	685	670	715	760	700
б)	740	770	700	800	900	780

По второму методу температуры оказались несколько выше.

На Памире М. С. Дюфур и Н. В. Котов (1972) использовали для определения условий метаморфизма двуминеральные термометры. Было установлено наличие двух этапов. Вначале температура достигла 600°С при $P=8-9$ кбар. После некоторого спада давлений (3—4 кбар) температура повысилась до 700—750°С, благодаря чему произошло образование расплавов и анатектических гранитов. Следовательно, и здесь расплавление возникало уже по глубоко метаморфизованным породам в этапы растяжения.

Интересные данные приводит В. Я. Левин (1972 г.) о развитии метаморфизма и магматизма Ильменогореккой серии. В общем виде они выглядят следующим образом:

Региональный метаморфизм, 400—300 млн. лет	1. Эпидотовые амфиболиты, амфиболиты	$T=700^{\circ}$ $P=13$ кбар
Гранитизация и магматизм, 300—230 млн. лет	2. Плагиигранитизация (+Na, Si)	680—540° 15—20 кбар
	3. Мигматизация (+K, Si), гранитизация	
	4. Микроклинизация, альбитизация, мусковитизация	
260 млн. лет	5. Миаскиты, сиениты, фениты	700—600° 20 кбар
230—160 млн. лет	6. Сиениты, граниты, пегматиты	580—550° 15—30 кбар

Налицо многократность и метаморфизма, и магмообразования.

Различие теплового потока в стабильных и мобильных областях довольно существенно. В первых тепловой поток

составляет 1—1,7 $\text{мк кал}\cdot\text{см}^2/\text{сек}$, во вторых — до 7,8 $\text{мк кал}\cdot\text{см}^2/\text{сек}$ и более. Б. Я. Хорева (1972) особо подчеркивает различие между региональным «динамогеотермическим» (стратифицированным монофаціальным) и региональным «плутоническим» (зональным полифаціальным) метаморфизмом, обусловленное причинностью, активностью и скоростью протекания процессов. Это аномально повышенный тепловой поток ГПЗ, определивший и саму магматизацию. Таким образом, причиной аномальности является не плутонизм как таковой, а появление резкоградиентного тепломаассопотока по глубоким каналам-разломам, начавшегося с дегазации мантии. Поэтому развиваются полизональные фаціальные серии (Мияширо, 1961 г.), пояса гранитизации при «сиалическом профиле» и эклогит-глагофановые пояса при «фемическом профиле» (Хорева, 1972). В связи с этим считается, что для каждого типа метаморфизма необходимо создавать отдельные термодинамические схемы фаций.

Для плутоногенного метаморфизма характерно появление на регрессивной стадии и метаморфогенных месторождений. Метаморфизм здесь скорее похож на метасоматоз, так как он аллохимический, отличается значительным тепломаассообменом, особенно возрастает роль воды.

Вторым важным параметром метаморфизма является давление.

Ориентированность структур кристаллических сланцев и гнейсов (полосчатость, сланцеватость, линейность, кливаж, будинаж, складки течения и волочения и т. д.), их субпараллельность основным складчатым структурам указывают на то, что метаморфизм (и особенно динамометаморфизм) протекал в условиях стресса, активных тектонических движений, дифференцированного перемещения вещества, охватывающих всю ГПЗ, все ее части. И поскольку пояса линейны, можно говорить о наличии в их пределах избыточных давлений, температур и тепломаассопотоков. Течение гнейсового субстрата вследствие уменьшения вязкости отмечается во всех областях ультраметаморфизма и гранитизации, независимо от состава и количества фаз, даже при наличии только твердой фазы и механической анизотропии составляющих минералов. Во многом с этим перемещением связан рост

гранито-гнейсовых куполов. Ф. А. Летников (1972) считает, что при этом важную роль играет α - β -превращение кварца в условиях амфиболитовой фации. Известно также, что течь способны амфиболиты и особенно слюдосодержащие породы. Гранитообразование (выплавление гранита) всеми считается более поздним процессом, протекавшим со снижением температуры, а главное — при снятии нагрузки не только в связи с поднятиями в орогенную стадию (следствие), но и при наступлении ритма растяжения.

Важное положение, вытекающее из термодинамической теории стрессового поля применительно к метаморфизму (Кумазава, 1963 г.), на что обратил внимание и Н. И. Московченко (1972 г.), заключается в необходимости учета прочностных свойств пород. Расчеты, исходя из негидростатической динамики, показывают, что в этом случае линии новариантных равновесий могут значительно смещаться. Указывается, например, что граница фации глаукофановых сланцев из области 10—13 кбар смещается в область 5—7 кбар, алмандиновых амфиболитов — соответственно из 7—10 кбар в 6 кбар и ниже. В этом случае появление глаукофановых фаций тем более не является доказательством погружения океанской коры в мантию по гипотезе спрединга.

Именно в ГПЗ и возникают те избыточные давления (до 10 кбар) или, как их еще называют, «стрессовые напряжения», которые вообще необходимы для развития метаморфизма, так как литостатического давления для этого явно недостает. Без этого метаморфизм и последующая гранитизация могли бы происходить только на глубине около 30—40 км. Фактически устанавливается, что глубина гранитизации часто не превышала 15—10 км. Среднеглубинные и гипабиссальные интрузивы палингенного происхождения останавливались на глубинах 5—2 км; анатектические граниты и пегматиты — 6—8 км, иногда при относительно небольшом продвижении в сторону от очагов. Парагенезисы составляющих граниты и пегматиты минералов, системы равновесия, замеры во включениях показывают, что температуры и давления при кристаллизации соответствовали глубинам 15—20 км. Эти противоречия можно объяснить только возникновением локальных аномалий давления и температуры. Для слудоносных пегматитов, например, ука-

зывается температура 500—700°C, давление 4—7 кбар, рН 6,4—7,4.

По нашему предположению, причиной появления сверхдавлений может быть указанный выше диффузорный эффект. Суть его заключается в перетекании менее вязкого материала в процессе динамометаморфического течения из областей более высокого давления в области меньшего давления через щелевидные зоны, бока которых сложены более устойчивыми жесткими породами (часто ортомагматическими). В этом случае в зоне природного диффузора возникают сверхдавления вследствие сокращения площади сечения потока (рис. 12) и появляются глаукофановые фации. Подтверждает это предположение и милонит-сланцевый характер самих пород, их пониженная вязкость, скачок в фациальной зональности, нахождение глаукофановых фаций в самых мобильных осевых частях ГПЗ. Содействует возникновению фаций сверхдавления и близкий к этому механизму так называемый автоклавный эффект (Хлестов, 1970 г.).

Избыточные давления возникают и при развитии крупных надвиговых форландов, как в их фронтальных частях, так и вдоль самой зоны скольжения и в нижележащих поднадвиговых блоках. Время появления первых фаций сверхдавления (глаукофановых) в истории развития ЗК может свидетельствовать о формировании к этому периоду каких-то жестких континентальных массивов.

Наличие зон глаукофановых фаций метаморфизма внутри континентов (Памир, Южный Тянь-Шань, Жарма-Саур, Верхояно-Чукотская область) можно рассматривать как проявление фаций осевых частей ГПЗ соответствующего возраста с развитием участков сверхдавления при диффузорном протекании пород. Реликты таких образований со временем будут обнаруживаться и в других местах.

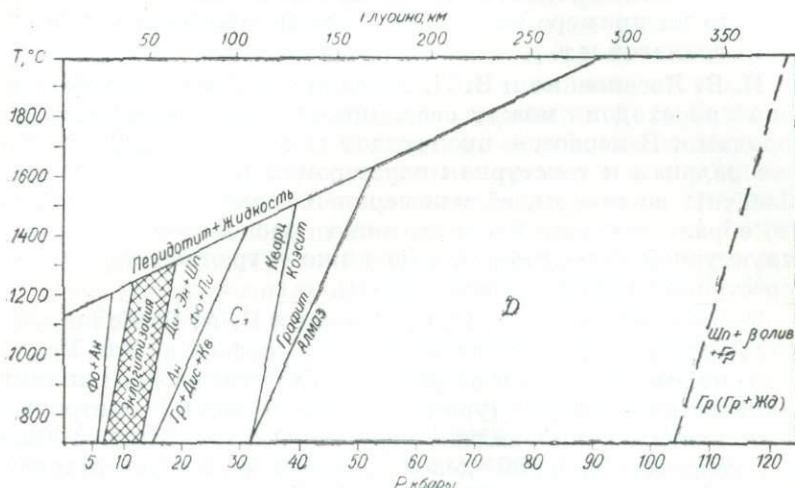
Близкие к нашим идеи были высказаны позже и другими исследователями (Кратц, Глебовицкий, 1973 и др.). Они предполагают, что в позднеархейских и раннепротерозойских подвижных поясах формировались те же зоны глубинных разломов. Объяснить тектоническое «сверхдавление» в подвижных поясах можно следующим образом:

а) локальное превышение над литостатическим, по расчетам, возможно только до 1000 бар (У. Эрст, 1970 г.), а надо 4000 бар, чтобы обеспечить получение имеющихся фаций;

- б) допускается затягивание пород под континент (У. Эрист, 1970 г.; Н. Л. Добрецов, 1970 г.), механизм которого неясен;
в) возникновение автоклавного эффекта и флюидного сверхдавления.

В этом случае оказывается непонятной сама полизональность фации высокого давления, противоречащая этому механизму. Как видно, наиболее приемлема диффузорная модель при динамометаморфическом течении.

Коротко остановимся на некоторых общих вопросах зональности метаморфических поясов и фаций метаморфизма, связанных с ГПЗ (рис. 19).



19. Схема фаций метаморфизма (по Н. Л. Добрецову и др., 1972).

Что такое метаморфический пояс? Каково его соотношение с ГПЗ и колонной преобразования? Метаморфический пояс — это элемент структуры ЗК, который сложен закономерно расположенными фациями метаморфических пород, выделяющимися из-за их более высокой степени преобразования, сравнительно с боковыми породами, благодаря усиленному тепломассопотоку и давлению в ГПЗ. Наличие метаморфического пояса означает достаточно глубокий срез и обнажение средней части КП.

Что касается древних метаморфических пород, то, по-видимому, более правы те исследователи, которые считают одинаковым механизм их формирования с архея до фане-

розоя (Н. Г. Судовиков и др., 1965; И. С. Усенко и др., 1963 г.; Ю. Ир. Половинкина, 1967 г. и др.), с учетом того, что процесс был не изохимичен. В то же время исследования, проведенные В. Я. Хильтовой и др. (1972 г.), показали, что при метаморфизме древних пелитовых пород Карелии, Патамского и Северо-Байкальского нагорий почти не происходило изменение их состава (изохимичность); неоднородность метаморфитов обязана неодинаковому первичному составу исходных пород. Однако состав слагающих минералов может изменяться более существенно; достаточно хорошо это изучено на примере железистости темноцветных, хромоносности гранатов и т. д.

Н. В. Логвиненко и В. Н. Шванов (1973 г.) отмечают два типа переходов между осадочными и метаморфическими породами. В первом — происходит совместная структурная, минеральная и текстурная перестройка пород (складчатые области); во втором, вблизи верхней границы метаморфизма, образуется зона биотита, ниже расположена граница структурной перестройки, еще ниже — граница текстурной перестройки пород (древние щиты).

В каждой зоне, по К. О. Кратцу и В. А. Глебовицкому (1973), происходила смена типов метаморфизма. Для Уральского пояса характерен неоднородный метаморфизм кианит-силлиманитового типа (уральский тип поясов). В центре его расположены куполовидные структуры с гранитными ядрами; возраст — средний девон. Разлом на западе отделяет его от байкальских и раннедокембрийских складчатых поясов. Метаморфические пояса могут быть циклическими, и главная стадия плутонометаморфизма совпадает, по их мнению, с ранневарисским этапом тектонического развития. Здесь какая-то ошибка, так как плутонизм начинается со средней стадии развития.

Ряд исследователей Урала (В. С. Буртман и др., 1974 г.) указывает на контрастную зональность метаморфического пояса, при которой непрерывные переходы между зеленосланцевой и амфиболитовой фациями и даже эклогитоподобными образованиями совершаются на расстоянии всего 150—200 м. Даже если здесь и не были какие-то более поздние тектонические перемещения, то это можно расценивать, как и в случае с глаукофановыми фациями, только как

возникновение избыточных стрессовых напряжений и локальных термальных потоков.

Глаукофановые сланцы Пенжинского пояса, по данным исследований сибирских геологов, содержат пироксены переменного ряда жадеит — эгирин с 10—16% Са-компонента и до 50—60% жадеита, Са-амфиболы ряда глаукофан — рибекит. Оценка *PT*-условий дает температуру около 400°C и давление 9—10 кбар. Следует обратить внимание на узость и небольшую длину пояса (до 40 км) как здесь, так и в других регионах проявления глаукофановых фаций.

При выяснении фациальности опираться только на единичные определения парагенезисов и даже состава минералов нельзя, так как даже в одном теле эклогитов в Атбашинском хребте, как показали исследования А. Б. Бакирова и др. (1974), имеются существенные колебания составов основных минералов парагенезисов — гранатов и пироксенов, что объясняется наложением нескольких этапов диафтореза. Аналогичные явления диафтореза по гранулитам отмечаются и для Джугджурской зоны Станового складчатого пояса (гнейсы с магнезиальным Гр, высокотитанистый Бт, Гр — Гип — Сил гнейсы), по данным А. М. Ленникова (1973 г.).

Имеются и альпийские метаморфические пояса кианит-силлиманитового типа (Музкольский, Южный Памир, Европейское Средиземноморье), в которых известны и диапиродные купола с гранитными ядрами. Раннедокембрийские метаморфические пояса отличаются от фанерозойских преобладанием кианит-силлиманитового типа; ранние этапы — гранулиты высоких давлений. Второй тип зонального метаморфизма андалузит-силлиманитовый. Оба типа проявлены в Иртышской зоне Алтая: локальный кианит-силлиманитовый (гора Бражиха) — в осевой части, андалузит-силлиманитовый — в краевых и на контакте с Калба-Нарымским гранитным массивом.

Для анализа фациальных серий метаморфизма пелитовых пород удобна схема, предложенная К. О. Кратцем и В. А. Глебовицким (1973), в которой приведены поля устойчивости метапелитов от пумпеллиит-пренитовой субфации до гранулитовой фации. Обращается внимание на мозаичное распределение одновременных продуктов различных фаций метаморфизма (от эклогитовой до зеленосланцевой) на Урале и в других местах. Одним из объяснений этого фе-

номена служит предположение о неодинаковой роли воды в условиях переменных давлений. Как нам представляется, не менее важную роль при этом играли динамометаморфическое течение и будинаж.

Н. П. Семененко (1963) считает необходимым выделять изохимические и изофизические ряды фаций метаморфизма. Из о ф и з и ч е с к и е ряды образуют такие ступени: 1) гнейсов; 2) роговиков; 3) метаморфических сланцев (филонитов); 4) кристаллических сланцев и метасоматитов; 5) гидротермалитов. Только для одних гнейсов выделяются три изофизических ряда: пироксен-гнейсовый, амфибол-гнейсовый, двуслюдяной. И з о х и м и ч е с к и е группы (и подгруппы): алюмосиликатная (подгруппа собственно алюмосиликатная, железисто-магнезиальная, щелочноземельная, известковая), глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистая, железисто-кремнистая, магнезиальная ультраосновная, щелочноземельно-малоглиноземистая и другие. Самое существенное значение имеет первичный состав пород. Особые затруднения возникают при картировании групп и подгрупп в связи с общей мобильностью систем, изменчивостью условий в ГПЗ. Случай однородности фаций сравнительно редки. Общей тенденцией метаморфизма является г о м о г е н и з а ц и я системы.

Пара- и ортоамфиболиты различаются по корреляции некоторых элементов. Для ортоамфиболитов характерна положительная корреляция Ti и Fe и отрицательная или незначимая — Ti и Al; в параамфиболитах эти соотношения приобретают обратный характер (К. А. Жук-Почкутов, 1973 г.).

Первичные породы амфиболитов определяются также по соотношению таких пар элементов (С. З. Горбачев, 1973 г.):

Соотношение	Осадки	Параамфиболиты	Ортоамфиболиты
Sr:Ba	0,4	0,6	1,5 (2,2)
Fe:V	195	204	428 (300)
Mg:Li	728	552	3000 (1870)
Ca Sr	260	512	153 (115)
Nb:Ta	8,5	8	41 (12,4)

Предлагается классификация амфиболитов и по количеству цветных минералов (Жук-Почкутов, 1971 г.): 1) големеланократовые — цветных более 80%; 2) меланократовые — цветных 60—80%; 3) мезократовые — цветных 36—60%. Кроме того, выделены и такие петрохимические типы (исходя из числовых петрохимических характеристик, по Ниггли), как 1) щелочноземельные — $af:C \leq 0,57$; $t < 0$;

2) щелочноземельно-глиноземистые — $al : C > 0,57 \leq 0,80$; $t < 0$; 3) глиноземистые — $al : C > 0,80$; $t \leq 0$; 4) высокоглиноземистые — $t \geq +1$; 5) железисто-магнезиальные — $fm \geq 85$. Первичными их аналогами являются глинисто-карбонатные породы, эффузивно-туфогенные породы среднего и основного состава и, наконец, интрузивные породы повышенной основности. В понятие «амфиболиты» входят «плагноклаз-амфиболовые метапороды эпидот-амфиболитовой, алмадин-амфиболитовой и частично гранулитовой фаций» средних и высоких ступеней регионального метаморфизма.

Упомянутые выше две серии (два типа) метаморфизма (Кратц, Глебовицкий, 1973) полизональны, и каждая из них включает несколько фаций.

Андалузит-силлиманитовая серия ($P=5$ кбар): пумпеллит-пренитовая фация (филлитовая, аспидно-сланцевая); зеленосланцевая фация — Му—Хл; Вт—Му субфации; эпидот-амфиболитовая фация ($500-550^\circ$)—Ст—Му—Вт сланцы; кордиерит высокой железистости; куммингтонит-амфиболитовая фация — Ст—Анд—Му; Гр—Сил—Вт—Му; Алм—Корд—Ор; Гр—Вт—Му—Анд субфации; гранулитовая фация (750°) — ортопироксен.

Квантит-силлиманитовая серия ($P=$ до 6—7 кбар): пумпеллит-пренитовая и зеленосланцевая фации — Му—Хл; Вт—Му субфация; эпидот-амфиболитовая фация (наличие квантита и отсутствие кордиерита); алмадин-амфиболитовая фация — Ст—Ки—Му; Ки—Гр—Вт—Му; Ки—Ор субфации; гранулитовая фация. Считается, что по этим фациям давление может оцениваться с точностью до 0,5 кбар, а температура — $\pm 50^\circ\text{C}$.

По условиям метаморфизма различные типы подвижных зон выделяет Н. П. Семененко (1972): прошедшие полный цикл геосинклинального развития или только один из его этапов — средний или поздний. Кроме того, разграничиваются области проявления мигматизации, мощного инъецирования с каймами роговиков, зоны смятия, зоны высокотемпературных метасоматитов.

По-видимому, для геотектоногенов характерен смешанный телескопированный полиметаморфизм. Интересны примеры метаморфических поясов.

Донецкий тип — начальные стадии метаморфизма глинистых сланцев в период 250—230 млн. лет со спорадическими каймами роговиков и метасоматитов вокруг редких интрузивов.

Тяньшаньский тип (алтайско-западносиаянский) — роговиковый, вокруг гранитоидов (невысокие давления), с узкими зонами миг-

матитов и гнейсов, с широко развитыми скарнами, грейзенами, альбититами; изредка глаукофановые фации.

Тихоокеанский тип (дальневосточный, калифорнийский) — зеленосланцевый, с участками глаукофано-сланцевой и эклогитовой фаций.

Альпийский и памирский типы (30—15 млн. лет) — наложенного диафторического (регрессивного и прогрессивного) метаморфизма.

Закарпатский и балканский типы — среднегорский, приповерхностные вулcano-плутонические пояса; роговики, пропилиты.

Мамский и мадрасский типы — с повторным двуслюдяно-дистен-гнейсовым метаморфизмом; пегматиты наложены на древние метаморфиты.

Подольский тип — повторного метаморфизма гранулитовой фации (пироксен-гнейсовой).

Криворожский тип — чередование полос мигматитизации, сланцев, роговиковых гнейсов (в том числе узких зон пироксеновых гнейсов и глаукофановых пород).

Следует заметить, что не все типы поясов метаморфизма могут быть точно охарактеризованы. Если их выделять по названным признакам, то, очевидно, число их можно увеличить до числа самих поясов. Может быть, следует объединить их в такие группы, разделив по двум основным типам метаморфизма:

Региональный метаморфизм

- а) зеленосланцевая
- б) амфиболит-гнейсовая
- в) смешанная

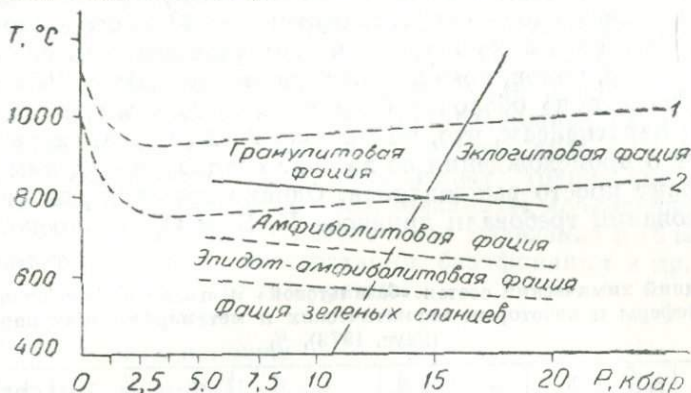
Локальный наложенный
плутоногенный метаморфизм

- г) контактово-роговиковая
- д) альбитит-грейзеновая
- е) гидротермалитовая

Как известно, общая типизация метаморфических процессов, по А. А. Маракушеву (1965 г.), соответствует образованию рядов метаморфических формаций. Ряд А — эклогит-спилитовый; натриевый метасоматоз; десиликация, вынос кальция, привнос магния. Ряд Б — гнейсово-слюдяно-сланцевый; привнос калия, натрия, кремния (рис. 14).

В ходе развития подвижной зоны происходит закономерное наложение метаморфизма: А ← Б — I ← Б — II. Это в какой-то мере соответствует нашей схеме образования слоя «базальта» за счет дифференцированного материала верхней мантии, слоя «диорита» за счет слоя «базальта», слоя «гранита» за счет слоя «диорита», что отвечает общей закономерности последовательно восходящего процесса формирования ЗК.

В седиментном слое наблюдается та же закономерность; базисом аллохтонных интрузий всегда служат нижележащие структурные ярусы: для каледонских — протерозойский, а для герцинских — протерозойский или, в подвижных зонах, каледонский. Реже мы наблюдаем автогранитизацию (Иртышская зона на Алтае).



20. Фации метаморфизма и кривые плавления базальта (1) и гранита (2) (по В. С. Соболеву).

Из сказанного вытекает совершенно определенный вывод о крайней гетерогенности средней части КП не только вследствие пестроты исходного литологического состава, но также и по причине крайне неоднородной метаморфизованности, так как даже сами метаморфические пояса одного цикла полизональны; если же они полициклически, то картина распределения фаций резко усложняется. Это обстоятельство служит причиной неустойчивости внутренних границ, даже если они не нарушены тектоникой.

Таким образом, в среднюю часть КП со временем, под влиянием последующих процессов, переходят снизу собственно базальты и другие основные породы, а также гранулиты «базальтового» слоя, а сверху эта часть колонны приращивается за счет сквозных магматитов (вулканитов и интрузий), затем метаморфизованных осадков (рис. 20). Это приращение мощности средней части КП снизу и сверху является решающим фактором в кратонизации геоблоков, перехода ЗК на более высокую ступень развития.

Составы нижней и средней частей КП, по-видимому, близки к рассчитанным приближенно разными авторами, в том числе и А. А. Беусом (1973). Для средней части КП состав промежуточный между «диоритом» и «гранитом» (табл. 2). Т. Барт (1948 г.) считал, что 90% объема ЗК составляет кислород; в верхней мантии кислорода 45% (вес.), в базальтовом слое — 46%, гранитном — 48%, осадочном — 49%. Различия заключаются в удельных объемах соединений атомов, ионов, комплексных радикалов (Беус, 1973).

«Гранитная» оболочка близка по составу к гранодиоритам и парагнейсам, что, по мнению А. А. Беуса, свидетельствует о происхождении ее за счет осадков, тогда как гранодиорит просто выплавлялся. Однако граниты для своего образования требовали привноса К, Si и О, а поскольку

Таблица 2

Средний химический состав «базальтовой» и «гранитной» оболочек литосферы и некоторых магматических и метаморфических пород (Беус, 1973), %

Элементы	Перидотит платформенный (14 регионов, 94 анализа)	Базальтовая оболочка (всчсл.)	Диорит (41 регион, 678 анализов)	Гранодиорит (30 регионов, 524 анализа)	Гнейс (31 регион, 410 анализов)	Гранит (65 регионов, 1967 анализов)	Гранитная оболочка (65 регионов, 11440 анализов)	Литосфера (без осадочной оболочки)	Литосфера континентальная (без осадочной оболочки)
O	43,3	46,0	46,0	47,95	47,85	48,70	48,1	46,3	46,6
Si	19,9	26,2	26,20	30,60	30,60	34,60	30,9	26,7	27,7
Al	2,9	8,1	8,90	8,50	8,40	7,40	8,0	8,1	8,1
Fe	10,1	6,7	6,13	3,30	3,91	1,83	3,5	6,0	5,7
Mg	18,3	3,0	2,61	1,10	1,26	0,33	1,2	3,0	2,4
Mn	0,1	0,1	0,12	0,07	0,06	0,04	0,07	0,09	0,09
Ca	3,9	5,1	5,03	2,40	2,45	1,12	2,50	5,0	4,3
Na	0,3	2,4	2,50	2,78	2,37	2,66	2,3	2,3	2,3
K	0,05	1,5	1,41	2,52	2,38	3,50	2,7	1,6	1,9
Ti	0,5	0,7	0,60	0,38	0,35	0,17	0,33	0,6	0,6
H	0,06	0,1	0,12	0,09	0,09	0,06	0,12	0,1	0,1
P	0,06	—	0,18	0,11	0,08	0,06	0,08	0,08	0,1
Прочие	0,50	—	0,20	0,20	0,20	0,13	0,20	—	—

Примечание. При расчете среднего состава литосферы соотношение мощностей «гранитной» и «базальтовой» оболочек принято 1:2 (по данным геофизики).

дегидратация осадков происходила раньше, до гранитообразования, то для возникновения гранита необходим был привнос растворов из глубин. Приведенный выше анализ показал, что в ГПЗ выплавление гранита возможно и из слоя «диорита», а недостаток воды мог компенсироваться поступлением и из боковых частей ГПЗ.

Эта схема более универсальна и пригодна как для условий платформ с их насыщением подвижными зонами (каркасность), так и для линейных подвижных зон. В обоих случаях выплавление гранита из метаморфизованных первично-осадочных и магматических пород происходило в токе перегретых мантийных кремний-калиевых транскоровых растворов, поднимавшихся по ГПЗ. Механизм метаморфизма в КП на нижних уровнях обеспечивал выделение избыточных компонентов (дегидратация, базификация и др.), недостающих для верхних уровней.

Верхняя часть колонны

Основу верхней части КП — «седиментного» слоя — составляют морские и терригенные осадочные и вулканогенно-осадочные геологические формации, образующие соответствующие ряды ранней, средней и поздней стадий развития моно- и полициклических геотектоногенов. По всем данным образование осадочного чехла происходило одновременно с завершением становления каждого последовательного слоя ЗК. Наибольшая мощность осадков характерна для осевых частей геотектоногенов и некоторых молодых платформ. Значительное место в седиментном слое занимает собственно магматический материал (до 50%) вулканитов и интрузий, в основном кислого состава (чистый привнос), затем терригенный, вулкано-химический, хемогенный, биогенный, космический. Средний состав «седиментного» слоя в целом несколько оснóвнее «гранитного», что связано с пестротой состава магматитов (от кислых до основных), наличием карбонатных и железисто-марганцовистых фаций (избыточные продукты гранитизации), а также с повышенным содержанием воды и летучих компонентов. Мы не можем пока привести среднего состава из-за пестроты слагающих его пород. Имеющиеся подсчеты характеризуют только отдельные площади (даже не блоки), которые нельзя принять в качестве стандарта вследствие их специфичности. Попадая

в ходе последующего цикла развития ГПЗ в среднюю часть КП, нижняя часть «седиментного» слоя метаморфизуется, гомогенизируется и подкисляется, наращивая мощность «гранитного» слоя сверху.

Приращение мощности слоя в каждый цикл развития было неодинаковым, для некоторых геотектоногенов Казахстана оно составило за каледонский цикл 6—10 км, за герцинский — от 0,2 до 8 км («Геотектоногены Казахстана...», 1972). Более однороден этот слой в эпиплатформенных структурах. Образование его шло в течение ряда циклов, и он достигал мощности 10—15 км (Прикаспий). Структура вещественного заполнения слоя показана на схемах (рис. 44—46).

Упорядочение верхнего литолого-структурного слоя выражается в закономерном распределении пород по рядам экзогенных и эндогенных геологических формаций, соответствующих ранней, средней и поздней стадиям развития. Для полициклических типов такие ряды наращиваются по вертикали, отличаясь от предыдущих циклов: а) возрастанием роли формаций средней, а затем и поздней стадий развития, уменьшением значения формаций ранней стадии; б) изменением состава формационных серий и рядов в сторону «континентальности» и контрастности; в) соответствующими рядами магматических формаций, которые становятся все более кислыми, а их конечные серии — более щелочными; г) сокращением мощности структурных ярусов.

Внутреннее строение отдельных горизонтов, распределение фаций, изменение мощностей, ритмичность определяют конкретные условия накопления отложений в пределах мобильной зоны и ее бортовых частей в течение каждого цикла.

Структурная упорядоченность со временем (а это видно в фанерозое) становится все более сложной вследствие возрастания дифференцированности движений как в процессе накопления вещества, так и при телескопировании деформаций. В целом можно отметить все усиливавшуюся кратонизацию; переход «седиментного» слоя в «гранитный» осуществлялся обычно только при последующем цикле.

Все эти вопросы в той или иной мере были предварительно изучены на примерах Успенского, Алтайского, Чуйскийского и Балхашского геотектоногенов и отражены в соответствующих публикациях (1970—1973 гг.).

Преобразование слоев земной коры в колонне

Анализ изложенного выше литературного материала позволяет сделать главный вывод: при каждом последующем тектоническом цикле происходят изменения в КП, выражающиеся в увеличении ее мощности, перестройке разреза под влиянием восходящей миграции вещества, последовательного преобразования и наращивания основных слоев ЗК (модель ступенчатого развития).

Выше приведен также материал, обосновывающий образование слоя «базальта» из мантийного вещества. Описанный механизм — единственный и логически неизбежный, поскольку в наиболее ранний, «базальтовый» период развития ЗК других источников вещества попросту не существовало. Ниже мы попытаемся более конкретно рассмотреть способ образования двух других слоев — «диоритового» и «гранитного».

Как уже указывалось, нами были проведены дополнительные исследования с целью обнаружения подобных изменений в более близкое время — каледонский и герцинский циклы, продукты которых менее замаскированы наложенными процессами и доступны для непосредственного наблюдения. Были выбраны два региона: Заилийский Алатау (Северный Тянь-Шань) и Юго-Западный Алтай (Иртышская зона), представляющие типичные геотектоногены линейного типа, достаточно вскрытые на глубину, с хорошо обнажен-

ной структурой. Оба они изучались ранее многими исследователями. Дополнительные материалы здесь собраны нами совместно с А. А. Климовым, С. Н. Митрофанской и А. А. Солдатенко.

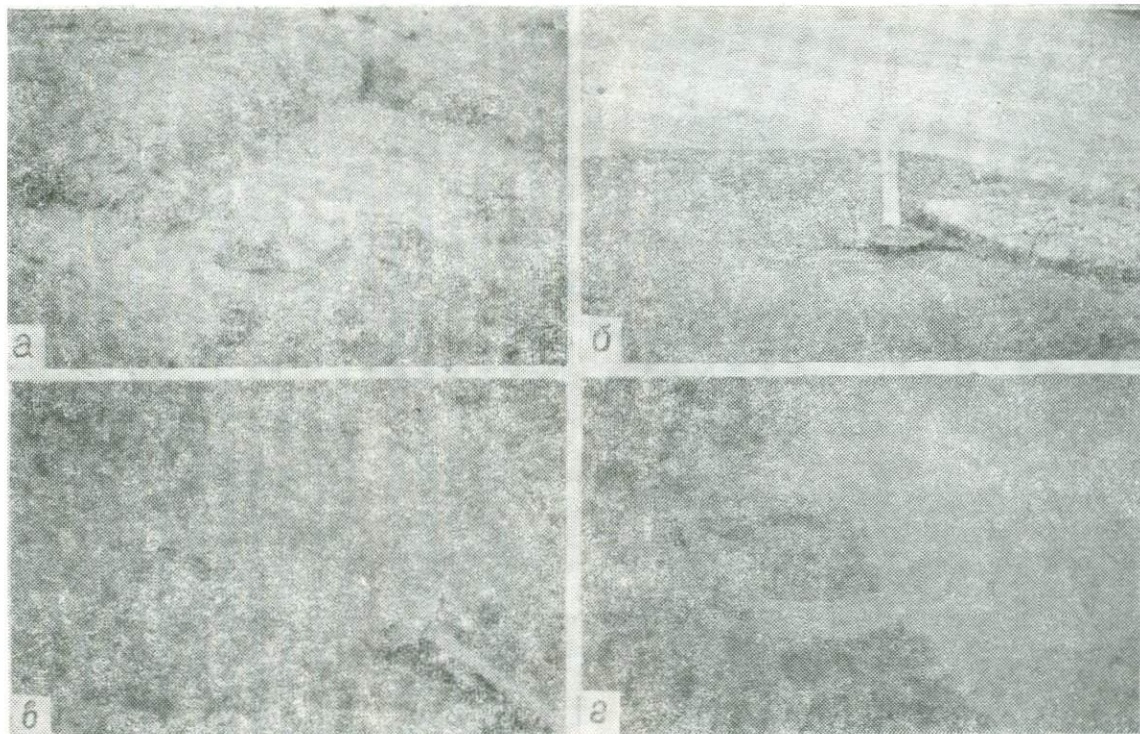
Чтобы составить мнение о характере верхов нижней части КП, необходимо было провести наблюдения и по более глубинным и древним образованиям. Такая возможность представилась при осмотре обнажений Канадского щита и Родопского массива на Балканах.

Преобразование слоя «базальта» в «диоритовый» и «гранитный»

Юго-западная часть Канадского щита

Наиболее яркие примеры преобразования «базальта» в «диорит» и «гранит» наблюдаются в провинциях Сапериор и Чёрчилл в юго-западной части щита. Исследованиями канадских геологов (С. К. Bell, Н. D. B. Wilson, W. D. McKitchie, 1971 г. и др.) установлено, что многократному метаморфизму в архее и раннем протерозое здесь подвергались самые ранние базальтоиды, основные и кислые вулканиты и разнообразные осадочные породы — сланцы, песчаники, известняки, кварциты серий Вейсквон, Мисси, Айленд Лейк, Оксфорд и других архея и нижнего протерозоя. Наиболее древний возраст метаморфизма связывается с ранней орогенцией (до 3000 млн. лет), затем орогенцией Кенора (2700—2500 млн. лет), Гудзонской (1900—1700 млн. лет) и другими последующими.

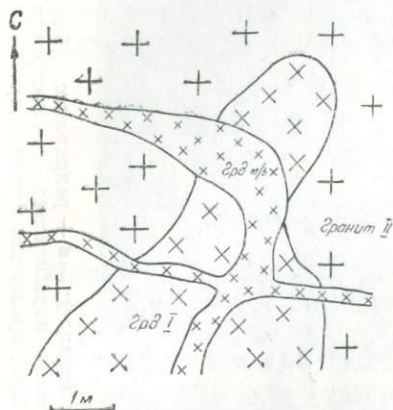
На абрадированной ледниковой поверхности обнажены пироксеновые гнейсы и гранулиты, темные амфиболовые гнейсы, полосатые пара- и ортогнейсы, метадiorиты и метакристаллиты, граниты, кварциты, серпентиниты по гипербазитам. Несмотря на интенсивный и многократный метаморфизм высоких ступеней, по реликтам можно определить состав исходных пород. По характеру продуктов метаморфизма на площади щита выделяются три группы пород: гранитоидные массивы, метаосадочные и зеленосланцевые (по вулканитам) пояса со своей особой историей развития (В. Ритчи, 1971 г.). Отчетливо фиксируются переходы от



21. Развитие гнейсов (светлое) по базальтоидам (темное): а — реликтовые блоки базальтов; б — фельдшпатизация базальтов; в — гофрировка в парагнейсах; г — протрузия парагнейса в амфиболит (Канадский щит, провинция Пиквитони).

фаций умеренного давления к фациям высоких градиентов вдоль локализованных потоков осевых частей ГПЗ.

Характерно, что по базальтоидам образуются гнейсы только после неоднократного метаморфизма, все же с сохранением реликтовых полос и блоков базальтоидов (рис. 21, а). Даже тогда, когда по осадочным породам

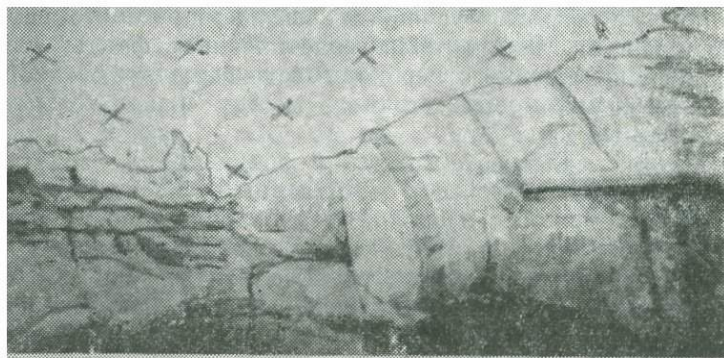


21а. Дайки гранодиоритов с ксенолитами песчаников рассекают контакт гранодиоритов I с гранитами II (Нарымский массив, долина р. Карасенгир).

возникли тонкополосчатые парагнейсы, базальтоиды подверглись только рассеянной фельдшпатизации (рис. 21, б). Г. Вилсон (1971 г.) отмечает, что метасоматоз здесь по составу не был одинаковым и со временем изменялся в архее от известково-щелочного до щелочного. Магматизм завершился около 1 млрд. лет назад.

Изменения состава пород при аллохимическом в общем типе метаморфизма стандартны — это возрастание кислотности — щелочности и удаление феррических компонентов. Как метаморфизм отразился на медно-никелевых месторождениях, описано в нашей статье (Щерба, 1973). В процессе метаморфизма проявлялись интенсивные напряжения и тектонические движения, приведшие к возникновению мелкой складчатости течения и гофрировки (рис. 21, в). Насколько велико было значение различия вязкости, видно по протрузии парагнейсами дайки диабазы (рис. 21, г).

Если средний состав метаморфизованных базальтоидов (гранулиты, ортогнейсы), параамфиболитов приближается к диориту, то гнейсы, гранито-гнейсы последующих этапов образования близки к гранодиоритам, в которые они затем местами и переходят (рис. 22). Типичные метаграниты, как это наблюдается в руднике Менибридж (никелевый пояс Томсон) и в некоторых местах на поверхности, возникают



22. Переход парагнейса в аллохтонный гранодиорит
(Канадский щит, провинция Пиквитони).

дствие наложения интенсивного кремне-калиевого метатоза, передовой фронт которого опережал интрузию. Анатектиты Гудзонской орогении представлены явно матическими телами гранодиорит-тоналитов и гранитов. Штокитовые и гипербазитовые штоки, силлы, дайки представляют собой явные интрузии, имеют различный возраст (архафбий, геликий), отмечая начальные стадии последовательных циклов.

Толщина ЗК Канадского щита сейчас 30—32 км, из 18—22 км приходится на слои «диорит» + «гранит», поднятые на поверхность. Если это поднятые на поверхность образования архея, что не вызывает сомнений, тогда приходится признать существование длительной архейской и даже протерозойской истории развития ЗК и продолжение ее нарастания снизу длительное время спустя, т. е. формирования «базальтового» слоя снизу, «диоритового» и «гранитно-сверху» и в последующие протерозойские циклы тектонеза, наложения которых сейчас сдвинуты. К тому же по данным К. Билла (1971 г.), более молодая серия пород развивалась уже на кратоне, находящемся в основе провинции Сапериор.

Несмотря на большую глубину вскрытия метаморфитов, отмечается фациальная зональность вкост простирания субширотных линейных поясов от гранулитовой фаии (древние ядра) до амфиболит-гнейсовой и даже зеленосланцевой. Последнее подтверждает линейность древних ГПЗ, сохранившуюся даже в условиях совмещения многократного метаморфизма. Отмеченные геологические факты также подкрепляют мнение о необходимости выделения «диоритового» слоя как промежуточного между «базальтовым» и «гранитным».

Средний палеогеотермический градиент для зон регионального метаморфизма, вычисленный В. В. Ревердатто (1973) на основании изоград, установленных по равновесиям минеральных парагенезисов с учетом мощности перекрывающих экранирующих толщ, определен в $52^{\circ}\text{C}/\text{км}$ и не превышает $80\text{—}90^{\circ}\text{C}/\text{км}$. Следовательно, для развития глубокого метаморфизма в конкретных условиях требуется 3—5-кратное возрастание теплового потока в сравнении со средним. Проявления метаморфизма амфиболитовой фаии установлены на глубинах всего 0,5—6 км в пределах Средне-Атлантического хребта по следам демагнитизации (Мияширо и др., 1973), что является одним из доводов в пользу предположения о небольших глубинах древнего метаморфизма кристаллического основания континентов.

Судя по фаиям метаморфизма и внося поправку на более высокий геотермический градиент, можно допустить, что мощность перекрывающих древних ярусов была не менее 10—15 км.

Отчетливо обнаруживается и первичная структурная решетка в виде реликтов каркаса систем субширотных, северо-восточных и субдолготных линейных зон в форме полос мигматизированных корневых частей гестектоногенов третьего порядка, хорошо откартированных по геологическим и геофизическим данным (см. геологическую и тектоническую карты Канады м. 1 : 5 000 000). На поверхности М прослеживаются остаточные прогибы глубиной до 4 км. Структура никелевого пояса Томсон представлена, по К. Биллу (1971 г.), не полностью метасоматизированным килевидным прогибом синклинория с сохранившимися метаморфитами зеленосланцевой фаии. В целом щит имеет каркасно-мозаичное строение на всю глубину ЗК. Канадские

геологи считают, что формирование щита происходило путем стратиграфического наращивания, а не скупивания в результате дрейфа, хотя субгоризонтальные перемещения блоков и имели место.

Таковы некоторые весьма красноречивые данные древнейшей докембрийской истории последовательного ступенчатого развития ЗК континентов, которые дают нам обнажения части Канадского щита.

Родопский массив на Балканах

Родопский массив представляет собой восточный выступ более крупного Македонского массива гранитизированных докембрийских пород, расчлененных на блоки, смещенные альпийским орогенезом. Весьма примечательно, что многие комплексы в основании разреза залегают очень полого, что может быть следствием наличия еще более древнего кратона. Мощность ЗК уменьшенная, составляет всего 28—32 км, несмотря на современное горообразование. Это связано на западе с длительной стабильностью древнего массива, а на востоке страны, в Причерноморье, — с возможным раздвигом и расползанием «гранитного» слоя. Зато повышена мощность «базальтового» слоя, сказавшаяся на составе разреза перекрывающих пород и поздней металлогении (халькофильность и сидерофильность).

Обнажающийся разрез докембрия, по данным болгарских геологов, выражен двумя сериями.

Нижняя серия более метаморфизованных пород раннего докембрия состоит из четырех свит мощностью около 8—10 км, представлена в основании мраморами и доломитами, выше — гипербазитами, серпентинитами, слюдяными гнейсами, гранат-биотитовыми сланцами и амфиболитами, мигматитами, а сверху — гранито-гнейсами. Возраст — архей — нижний протерозой (?).

Верхняя серия составлена шестью свитами мощностью около 12 км; залегают несогласно. В основании — базальтоидная вулканогенно-осадочная первая «пестрая свита амфиболитов», затем биотитовые гнейсы, вторая «пестрая свита амфиболитов», гранито-гнейсы, слюдяные сланцы, мраморы и сверху — хлоритовые сланцы и карбонатные породы с прослоями железистых кварцитов. Возраст протер-

розо́йский. Выше несогласно залегает базальт-липаритовая формация кембрия. Структуры нижней серии субширотные, углы наклона до 15—20°, верхней — более изменчивые.

В Родопах поражает удивительно четкое влияние литологического состава пород на конечные продукты метаморфизма. На многие километры среди пологоскладчатых парагнейсов прослеживаются тонкие прослой мраморов, кварцитов. Очень выдержаны так называемые «пестрые» свиты амфиболитов по базальтоидным вулканитам, чередующиеся с осадочными породами ранней стадии развития. Это позволяет заключить, что верхняя серия сформировалась не менее чем в два цикла. Повышенная карбонатность разреза, наличие железистых кварцитов (вынос Fe, Ca, Mg) — свидетельства мощного процесса дегазации, разраставшегося на самой ранней стадии преобразования первичного крупного базальтоидного массива.

Реликтовые пироксеновые и гранатовые парагенезисы позволяют предполагать, что первоначальный мощный метаморфизм в нижней серии достиг гранулитовой фации и затем последовал диафторез амфиболитовой фации, сопровождавшийся переходом кристаллических сланцев в гнейсы, а затем и в двуслюдяные гранито-гнейсы. Именно для этих поздних преобразований получены цифры возраста 1700 млн. лет.

В Устремском районе Родоп в вертикальных разрезах наблюдается развитие в результате гранитизации анатектических аплитовидных гранитов по гранито-гнейсам. Видна постепенная гомогенизация гнейсов, обогащение их лейкократовыми составляющими с последующим преобразованием в жилообразные корневые тела аплитовидных гранитов, переходящих сверху в аллохтонные штоко- и лакколитоидные тела, проникшие вверх во вмещающие породы за пределы материнских гнейсов. Гнейсы, вероятно, послужили основой также для более поздних ларамийских интрузий гранитоидов при последующих активизациях.

Родопский массив формировался, по-видимому, одновременно с Чешским. Здесь наблюдается та же ступенчатая последовательная форма преобразования «базальта» в пестрые по характеру и средние по составу породы, последовательный метаморфизм и диафторез которых способствовал их пе-

реходу в «гранитный» слой. Уже при таком довольно высоком уровне перекристаллизации и сиалитизации веществ в слоях явилось основой молодых гранитных магм.

Заилийский Алатау (Северный Тянь-Шань)

Первое обобщение по геологии и металлогении этого региона выполнено группой авторов (Щерба, Сенчило, Кудряшов, Ершов, 1968). В этой работе мало внимания уделено древним толщам. Преобладающе монофациальный характер метаморфизма древнейших пород Заилийского Алатау дает основание для относительного возрастного разделения их по степени преобразования. Попытки абсолютного датирования пока не дали надежных результатов вследствие многократного наложения метаморфизма и диафтореза. Существующее сейчас стратиграфическое разделение основывается на исследованиях всего Северного Тянь-Шаня и выглядит следующим образом («Геология СССР, т. 40. Южный Казахстан», 1971).

1. *Актюзская серия* (5500 м, Кастекский район): внизу — аплитогнейсы с линзами гранатовых амфиболитов (600 м), выше — биотитовые и меланократовые гнейсы (1000 м), еще выше — двуслюдяные и мусковитовые гнейсы (3900 м) с горизонтами кианит-силлиманит-биотитовых сланцев, мраморов, мигматитов, аплитогнейсов. В нижней части разреза, по данным И. А. Ефимова (1973), залегают тела эклогитов и гранатовых амфиболитов (по эклогитам), которые он считает измененными интрузиями базальтоидов. Фация метаморфизма определяется как, возможно, гранулитовая и амфиболитовая с последующим диафторированием, формация — эклогито-сланцево-гнейсовая. Породы серии образуют останцовые блоки (до 56×6 км и менее), корродированные более поздними магматитами. Возраст пород этой древнейшей серии пока не определен: одни считают его архейским, другие — ниже-среднепротерозойским или даже рифейским. Для подобных пород Южного Тянь-Шаня получены цифры 2,7—2,9 млрд. лет (возраст метаморфизма). По данным И. А. Ефимова (1972 г.), нижнюю часть актюзской серии можно сопоставлять с гнейсово-сланцево-эклогитовой формацией Кокчетавского массива и сланцево-эклогитовой формацией Макбальского поднятия Киргизского хребта. В. Ф. Беспалов (1971), приводя близкий по составу разрез Макбальского поднятия, отмечает, что колонка протерозоя здесь соответствует поздней стадии геосинклинального развития, когда система уже представляла собой континент. Отложение самой макбальской серии также происходило после главной складчатости. Таким образом, должны существовать формации и ранней стадии развития, возможно, даже не одного цикла.

2. *Кеминская серия* (верховья рек Узункаргалы, Каскелев, Чилик) включает две свиты.

Куперлисайская свита (~3000 м, район Актюза): внизу — микрокристаллические сланцы (Аб—Акт, Кв—Акт), амфиболиты, метадиабазы, мигматиты; сверху — сланцы (Эп—Хл—Крб, Акт—Эп—Хл, Аб—Крб—Хл и др.) амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма; несогласно перекрывает актюзскую серию. Первичные формации вулканогенные морские базальтоидные и континентальные.

Тегерментинская свита (~4600 м, район Актюза, верховья рр. Чилик, Тургень) — амфиболовые гнейсы, мраморы; выше — гнейсы и кристаллические (в том числе графитовые) сланцы, мраморы, амфиболиты, гнейсы с прослоями амфиболовых сланцев. Возраст принимается условно как ниже-среднепротерозойский. Полного разреза нет, сохранились лишь небольшие останцовые блоки из различных частей серии.

Обе серии относятся к так называемому «гнейсовому фундаменту» региона.

3. Терской серия (~2500 м, восточная часть Терской Алатау): вулканы среднего состава с прослоями мраморов, известняков, выше песчаники и кислые эффузивы. В ее состав входит и ашуайрыкская свита. Зеленосланцевая фация метаморфизма; возраст принимается как верхнерифейский.

Таким образом, древнейшие породы включают несколько раннеэвгеосинклинальных комплексов. В конгломератах верхнего протерозоя даже обнаружена галька гнейсо-гранитов, что указывает на достаточно древний начальный метаморфизм. В. В. Киселев и др., (1973 г.) показали, что ряд массивов гранитоидов западной части Киргизского хребта (Караджилга — Кызылташский) по пробам цирконов имеют возраст более 1,3 млрд. лет и являются явно добайкальскими.

Несколько лучше обоснован возраст нижнепалеозойских образований.

Кембрий (~3500 м, г. Улькунбогуты, Торайгыр, Кастек) — копатасская и жайсанская свиты — песчаники, конгломераты с обломками метаморфитов, филлиты, андезиты и диабазы, кварциты, известняки вулканогенно-осадочных базальт-андезитовой и андезитовой формаций. Зеленосланцевая фация регионального метаморфизма. В базальных конгломератах имеется галька гнейсов, амфиболитов, гипербазитов, мраморов, кристаллических сланцев.

Ордовик (~2000 м, фланги Заилийского Алатау) — вулканогенно-осадочные толщи базальт-андезитовой формации с преобладанием терригенных осадков (песчаники, алевролиты, прослои сланцев, известняков); лавы и туфы среднего состава. Зеленокаменная фация регионального метаморфизма. В гальке базальных конгломератов встречены габбро и гипербазиты.

Силур (~1200 м, за пределами хребта) — флишевые формации.

Девон (~1400 м, отдельные опущенные блоки вдоль склонов хребта). Альмерекская, кастекская и тарсуйская свиты; преимущест-

венно континентальные кластогенные породы поздней молассы, содержащие дифференцированные вулканиты андезит-липаритовой формации.

К а р б о н (~2500 м, средняя зона хребта) — конгломераты, песчаники, сланцы, известняки; вулканиты андезит-дацит-липаритовой формации, кислые в верхах разреза. Смена формаций ранней стадии развития, средней, а затем и поздней с явным укорочением длительности цикла.

П е р м ь (~1000 м, северные склоны хребта) — вулканиты базальт-липаритовой формации. Только местами в отложениях девона—перми отмечается слабый региональный метаморфизм зеленосланцевой фации (субфации низких температур и давлений).

Совершенно отчетливо разграничиваются (с полными стадиями развития) каледонский и герцинский циклы. В конце не полностью проявлены киммерийский и, наконец, антропогеновый циклы. О допалеозойских циклах данных меньше, можно лишь по отдельным фактам (состав галек в базальных конгломератах нескольких уровней) считать, что их было не менее трех-четырех.

По степени регионального метаморфизма породы геологического разреза Заилийского Алатау делятся на пять групп:

I. Гранулитовая (?) и амфиболитовая фации с эклогитами (актюзская серия).

II. Амфиболитовая фация (кеминская серия).

III. Зеленосланцевая (терскойская) серия.

IV. Зеленосланцевая и цеолитовая фации [венд (?), кембрий, ордовик, силур].

V. Цеолитовая фация (девон—пермь).

По мнению некоторых исследователей (В. В. Овчинников и др.), в докембрийском фундаменте Заилийского Алатау следует выделять только два комплекса: нижний — гнейсовый, который включает актюзскую серию (свиту), онарыкскую и тегерментинскую свиты, гнейсы центральной части хребта (последние трактуются как верхние, более гранитизированные горизонты комплекса) и верхний — сланцевый, представленный метабазами и зелеными сланцами куперлисайской свиты. Основанием для такого расчленения служит сходный литологический состав и степень метаморфизма пород актюзской, онарыкской и тегерментинской свит и гнейсов, отделяемых от куперлисайской свиты резким скачком в степени метаморфизма (от амфиболитовой к зеленосланцевой фации).

Интрузивный магматизм Заилийского Алатау сложен и разнообразен. Он описан в двух сводных работах («Геология

и редкометальное оруденение Южного Казахстана», 1968 и «Геология СССР, т. 40. Южный Казахстан», 1971).

Наличие гальки гранитоидов и гранито-гнейсов в отложениях рифея, кембрия и ордовика указывает на развитость и дифференцированность магматизма докембрия. Можно считать, что уже тогда существовала серия или даже группа интрузивных комплексов, включающих полициклические ряды от гипербазитов до гранитов (Сарыджаская группа). Намечается еще байкальский цикл, с которым связано появление еще одного комплекса гипербазитов (серпентинитов) позднего докембрия. Наконец, третья группа начала формироваться в верхнем кембрии с дунит-габбровой формации (Н. М. Чабдаров и др., 1971 г.) ранней стадии каледонского цикла. Более поздними являются плагиограниты, габбро-диориты, монцониты курдайского и чинтургенского комплексов ордовика — силура, часто имеющие характер метаспоров по гнейсам, кристаллическим сланцам или палингенным образований (калий-аргоновый возраст 470—400 млн. лет). Орогенный магматизм поздней стадии каледонид представлен двумя широко распространенными девонскими комплексами интрузий гранитоидов — алма-атинским среднедевонским и кунгей-заилийским (акташский тип), вероятно, верхнедевонским гранит-аляскитовой и гранит-граносиенитовой формаций. Первый из них содержит в своем составе гранодиориты и биотит-роговообманковые граниты со следами гибридизма, а иногда и теневого структур, особенно развитых в корневых частях плутонов среди древних метаморфитов; второй — граниты лейкократовые и субщелочные, явно аллохтонного происхождения.

Менее распространены герцинские интрузии — диориты, гранодиориты и биотитовые граниты диорит-гранодиоритовой формации бельбулакского средне-верхнекарбонного комплекса (348—322 млн. лет) и, наконец, лейкократовые граниты юбилейного (каскаленского) комплекса верхнего карбона — перми.

К пермскому возрасту многие авторы (Н. М. Чабдаров и др., 1971 г.) относят более молодую серию пород — от габбро и габбро-диабазов до диоритов, граносиенитов и сиенитов (в том числе курментинский комплекс гранодиоритов-гранитов). Если исходить из имеющихся геологических данных, состава пород и общей цикличности, то эти интрузии позд-

непермского или, возможно, более молодого триасового (?) возраста характеризуют, скорее всего, проявление киммерийского тектоно-магматического цикла, а неоген-четвертичные базальтоиды и долериты — антропогенного.

Термоконтатный метаморфизм характерен для экзоконтатных зон широко развитых молодых интрузий. Из изложенного видно, что деление носит структурно-стратиграфический характер и как-то отражает положение соответствующих комплексов в КП по вертикали.

Иное деление метаморфических толщ было предложено А. Б. Бакировым (1973), который выделил:

А. Нижний гнейсовый фундамент (актюзская и кеминская серии).

Б. Средний протоплатформенный надкомплекс (средний и поздний протерозой).

В. Верхний протерозойско-палеозойский надкомплекс (верхи докембрия и доперми).

Следует заметить, что уровень изменения пород в нижней и верхней частях первого надкомплекса неодинаков, и здесь допускается упрощение, не различаются, в частности, изменения каледонид и герцинид, хотя сам автор выделил по регионам Средней Азии до 20 этапов метаморфизма.

Общие схемы преобразования пород под влиянием метаморфизма у разных авторов несколько различаются. Приведем некоторые модели.

И. А. Ефимов (1973) определяет время выплавления исходной магмы эклогитов по изотопии свинца в 3,5—2,6 млрд. лет на глубине в 150 км, хотя выплавление базальта из пиролита могло произойти и на меньшей глубине, около 100 км (Х. Аффе, 1959 г.). Время образования эклогитов Макбальского поднятия по калий-аргоновому методу 1,16—1,69 млрд. лет. Скорее, это возраст их последнего метаморфизма, отсюда отнесение возраста актюзской серии к позднему протерозою (эльсонская-готская складчатость) либо к рифею (В. В. Киселев) сомнительно. Нет оснований соглашаться и с утверждением об отсутствии первоначально и гранулитовой фации, поскольку само наличие эклогитов, для которых требуются при той же температуре (800°C) меньшие давления (В. С. Соболев, 1972 г.), уже указывает на возможность формирования гранулитов, не говоря о том, что некоторые исследователи для этой фации определяют

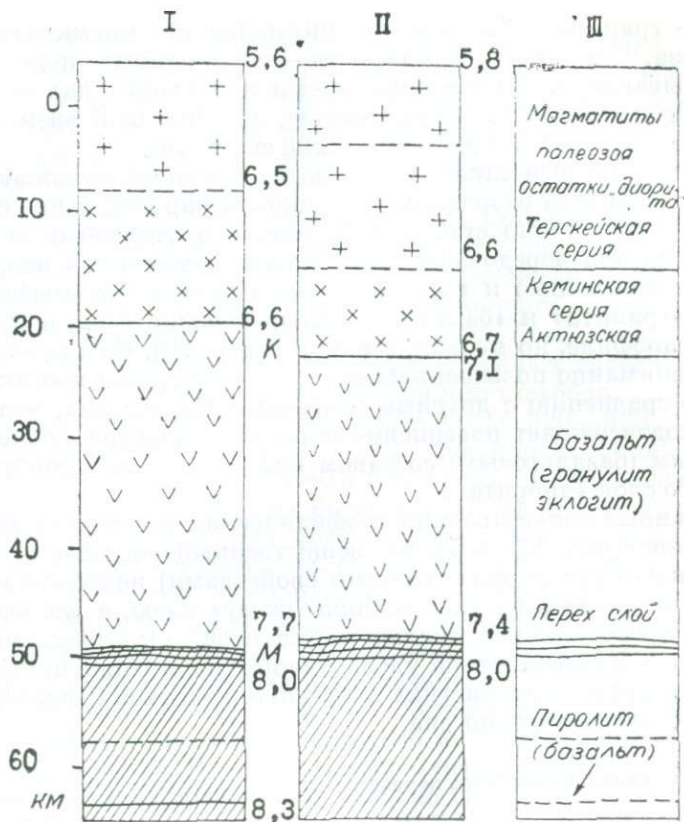
Схемы преобразования пород Северного Тянь-Шаня под влиянием метаморфизма

И. Е. Медведева, 1960 г.		И. А. Ефимов, 1972 г.		А. Б. Бакиров, 1973 г.
Исходные породы		Исходные породы		Исходные породы
↓	↓	↓	↓	↓
Эклогит	Ставролит-гранатовые слюдяные сланцы	Толентовый базальт (1300°)	Кристаллические сланцы	Глаукофановые сланцы и эклогиты (550—500°С, 11—12 кбар)
↓	↓	↓	↓	↓
Гранатовый амфиболит	Хлорит-мусковитовые сланцы	Эклогит (600—630°, 9—11 кбар)	Гранат-биотитовые и роговообманковые гнейсы	Гранатовые мигматиты и амфиболиты, дистен-силлиманитовые гнейсы (650°, 7—8 кбар)
↓	↓	↓	↓	↓
Альбитовый амфиболит	Фельдшпатизированные сланцы	Гранатовый амфиболит (600—450°, 5—8 кбар)		Мигматит-плутоны, гнейсы
↓	↓	↓		
Амфиболовые плагиогнейсы	Слюдяные плагиогнейсы	Плагиоклаз-гранат-биотитовые породы		

даже более низкие параметры. Только наложением многократного диафтореза можно объяснить замещенность более ранних минеральных парагенезисов.

Современное состояние ЗК Северо-Тяньшаньского геотектоногена изучалось с помощью профилей ГСЗ и точечного сейсмологического зондирования. Помимо раннего профиля Алма-Ата — Балхаш пройдено еще два — Каскеленский и Исыкский, выполненные И. К. Пушкаревым, В. И. Шацловым и другими. С их помощью определена мощность ЗК, составляющая около 52—54 км, в бортовых частях — 43—45 км, т. е. прослеживаются явные «корни гер».

Отмечено наличие расслоенности и в верхней мантии. Сама граница М, опускающаяся под сооружением, хотя и довольно четкая, но обладает переходной зоной в 4—6 км. По характеру волнового поля, наличию отражающих поверхностей выделена граница К на глубине 20—25 км. Отсюда мощность «базальта» составляет по Каскеленскому



23. Колонки ЗК Зайлийского и Кунгейского Алатау по профилям ГСЗ: Каскеленскому (I) и Иссыкскому (II) по данным И. К. Пушкарева и В. И. Шацкова (с дополнениями; справа — скорость упругих волн в км/сек); литологический разрез (III).

профилю около 30 км, по Иссыкскому — 26 км (рис. 23). Верхняя граница «диорита» более условна, находится на глубине 8—12 км, ей отвечают скорости сейсмических волн 6,0—6,2 км/сек, плотность 2,8 г/см³; мощность слоя непостоянна, 8—12 км. Мощность «гранитного» слоя, выходящего на поверхность и поднятого на высоту до 4—5 км, составляет 12—18 км, примерно 4—6 км этого слоя уже сдундурировано. Неустойчивость и нечеткость границы «дио-

рит — гранит» объясняется интенсивной мигматизацией разреза, а денудированность — альпийским поднятием (всплыванием). В настоящее время происходит дальнейшее энергичное поднятие со скоростью, достигающей временами 10—30 мм в год (предсейсмические скорости).

Внутри слоев также намечаются границы, отражающие неоднородность разреза, хотя волновая картина в целом является достаточно стабильной, только в отдельных местах наблюдается чередование параметров, отмечаются неодинаковые граничные и внутрислоевые скорости по профилям. Для «гранита» и «базальта» они несколько выше в Иссыкском профиле, но меньше в мантии (рис. 23). Обращают на себя внимание повышенные скорости для двух верхних слоев по сравнению с другими разрезами Казахстана, что еще раз подтверждает повышение плотности в связи с более основным (базальтовым) составом субстрата и наличием поднятого слоя «диорита».

Данные сопоставления геофизических и литологической колонок (рис. 23), а также вещественный состав структурных ярусов (с их физическими свойствами) позволяют обе нижние серии отнести к «диоритовому» слою, а все остальные с преобладанием кислых магматитов — к «гранитному». Площадь закартирована удовлетворительно. Ниже приводится краткая характеристика отдельных участков Северо-Тяньшаньского геотектоногена.

Район Кастекского перевала

На западном фланге Заилийского Алатау на поверхность выходят породы метаморфической толщи докембрия, каледонские и герцинские (?) магматиты (рис. 24). Обнаженность достаточная, чтобы наблюдать взаимоотношения метаморфической толщи с интрузиями, а также латеральные изменения в самой толще. Рельеф позволяет проследивать изменения по вертикали на глубину более 1 км. На поверхности обнажены, следовательно, породы обоих слоев — «диоритового» и «гранитного». К первому относятся блоки орто- и параамфиболитов, мигматитов, включающих тела габбро, диоритов, плагиогранитов; ко второму — древние гнейсы, гранитоиды, вулканы и метаморфизованные зеленосланцевые породы нижнего палеозоя.

Зональность метаморфитов, занимающих до 30% площади, в общем такова: осевая часть Кастекского хребта и его южные склоны сложены разнообразными ортоамфиболитами (по базальтоидам), гнейсами с пироксеном, параамфиболитами, вероятно, с реликтами гранулитов; северные склоны — амфиболитами уже с биотитом и эпидотом. Заметно различается состав однородных амфиболитов по базальтоидам (Ам+Бт+Пл), полосчатых параамфиболитов (Ам+Кв+Му; Ам+Бт+Кв+Пл) и кристаллических сланцев (Кв+Му+Ам). Гетерогенность исходного состава древней вулканогенно-осадочной толщи видна уже и по чередованию в разрезе милонитов и гофрированных сланцев, мигматитов и гнейсов, ортоамфиболитов и метагаббро.

Породы сгофрированы; сланцеватость 320—330°, углы падения 55—80° к северо-востоку; линейность чаще всего наклонена на юго-запад (240°) под углом 40—50°. Оси гофрировок погружаются под более пологими углами (до 20°), также к юго-западу. Эта ориентировка иногда меняется в ту или другую сторону, что связано с более поздним и неоднократным вращением блоков, в том числе и мелких. Устанавливаются даже надвиги метаморфитов на отложения нижнего палеозоя вдоль поверхности с наклоном в 25°. В зоне смятия породы хлоритизированы.

Более поздние метаморфиты (кеминская серия) сланцеваты, разнородны, раздроблены, но не обладают повсеместной гофрировкой. В темных амфиболитах при переходе их в мигматиты появляются согласные со сланцеватостью и гофрировкой жилки состава Пшп+Ам, Кв, Кв+Ам мощностью до 5—7 см и протяженностью в первые метры (рис. 25). Боквые контакты резкие, но по простиранию они выклиниваются постепенно. Часто преобразование метаморфитов связано с привносом вещества в фазы растяжения для данного блока (диафторез).

Последовательность преобразования амфиболитов, прослеженная с юга на север, имеет такой вид: амфиболиты→мигматиты→фельдшпатизированные амфиболиты→теневые габбро-диорито-гнейсы→пятнистые габбро-диориты→диориты. При этом довольно отчетливо наблюдается прерывистость процесса диафтореза (до 3—5 стадий), сопровождаемая явным привносом — выносом, о чем можно судить и по данным таблицы 4. Привнос кремнезема при пере-

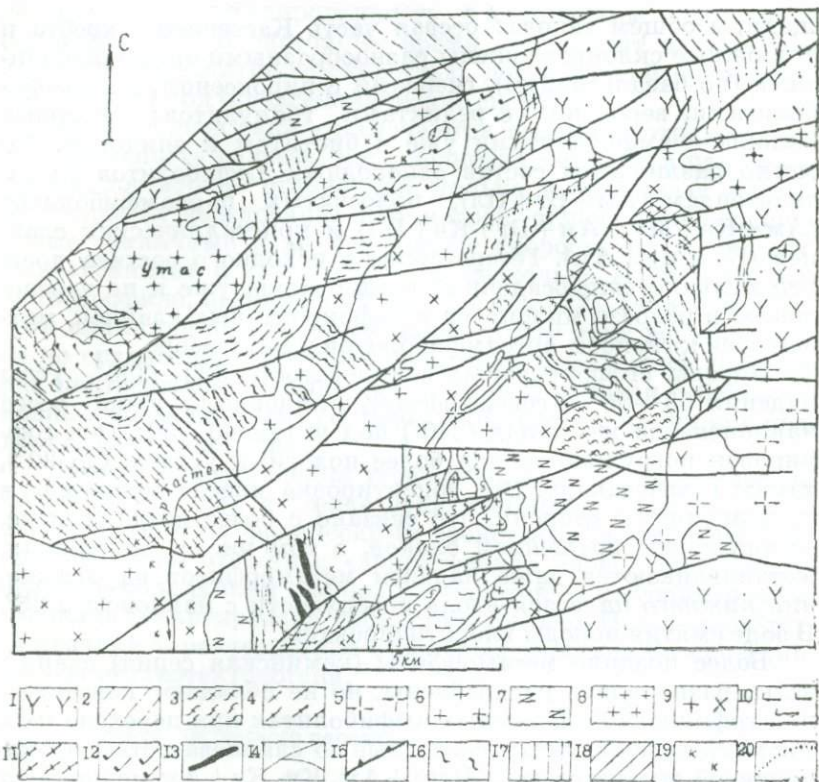


Рис. 24. Схема геологического строения и фаций метаморфизма Кастекского хребта (по материалам К. А. Абдрахманова, К. А. Арыстанова, Н. И. Дорошенко, Р. Н. Израилевой, В. В. Киселева, Т. П. Нановской, В. В. Овчинникова, С. Я. Шувалова, Г. Н. Щербы, А. А. Климова, А. А. Солдатенко и др.). 1—средне-верхнедевонские терригенные и вулканические породы, преимущественно кислого состава; 2—среднеордовикские вулканогенные (основного состава) и терригенные породы низкотемпературной субфации зеленосланцевой фации; 3—доверхнепротерозойские зеленые сланцы высокотемпературной субфации зеленосланцевой фации куперлисайской свиты; 4—доверхнепротерозойские гнейсы и кристаллические сланцы амфиболитовой фации онарьской свиты. Интрузивные образования: 5—верхнепалеозойский комплекс граносиенитов, граносиенит-порфиров; 6—верхнепалеозойский комплекс щелочных габброидов, габбро-диоритов и щелочных диоритов; 7—пермский комплекс лейкократовых гранитов; 8—среднедевонский комплекс гранитов, гранит-порфиров; 9—верхнеордовикский комплекс гранодио-

ходе из амфиболитов в гнейсы достигает 40% от первоначального содержания, а привнос щелочей увеличивает их содержание в полтора раза.

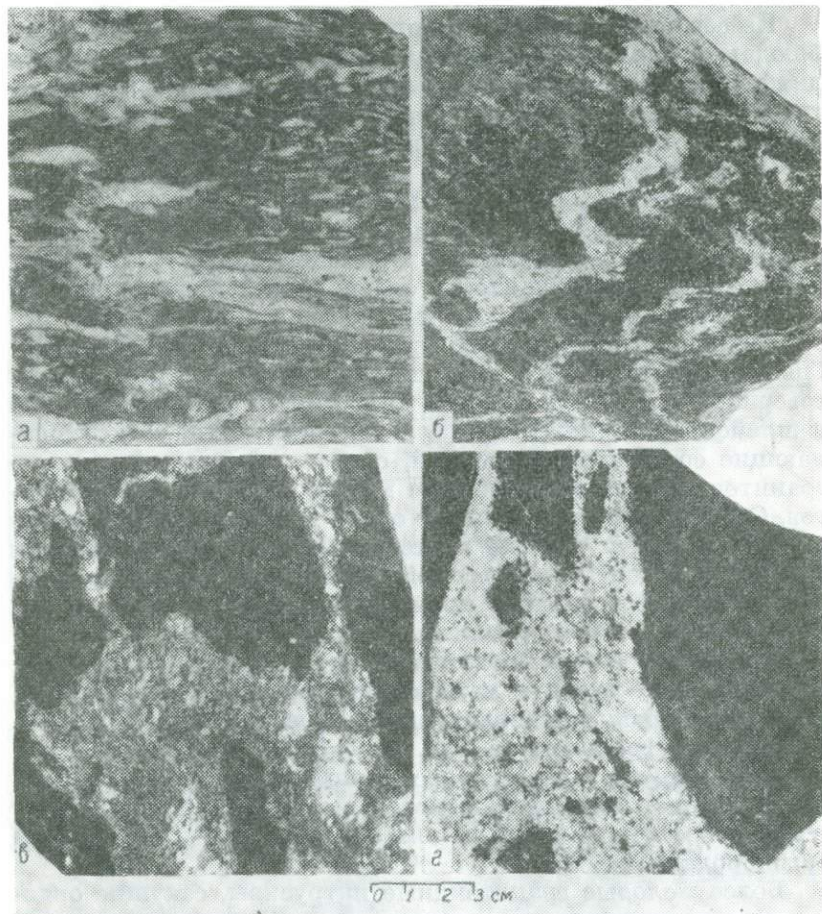
На северном и южном склонах Кастекского перевала наблюдаются не только переходы амфиболитов в гнейсы (при диафторезе), гнейсированы и гранодиориты, габбро-диориты, залегающие среди сланцев состава $Am + Kв + Му$, насыщенных метаморфическими кварцевыми жилками.

Переход темных гнейсов в серые плагиограниты — явление хотя и широко распространенное, но имеющее все же избирательный характер. Плагиоклазовый метасоматоз развивается вдоль полосчатости и сланцеватости, то нарастая, то затухая, образуя полосы, струи шириной от первых до сотен метров и протяженностью до первых километров. Состав плагиоклаза все более приближается к альбитовому. Границы массивов при этом достаточно четкие по бокам и совершенно расплывчатые по простиранию, переходящие в шлейфы фельдшпатизации. Возникают какие-то крутопадающие согласные плиты или, скорее, линзы метаплагиогранитов, иногда заключенные между горизонтами кварцитов. С этими линзами контакт очень четкий, с кристаллическими сланцами — более постепенный, с промежуточной зоной фельдшпатизации разной ширины. Процесс сопровождался привносом натрия, кремнезема, менее — калия и выносом магния, железа (табл. 4).

Несколько иным представляется процесс образования другой ветви пород — метагаббро-диорит-гранодиоритовой, формирующейся по базальтоидам. Более отчетливо он выражен в центральном районе. Здесь же наблюдается чередование в толще гнейсов полос метаплагиогранитов, гнейсов и метагаббро-диоритов. В некоторых случаях, по-видимому, это одновременные образования по различным гнейсам и ортопородам (рис. 25).

Более молодые гранитоидные интрузивы, секущие ордовикские и девонские отложения, иногда залегают и среди

ритов-гранитов; 10 — кембрийский комплекс габброидов; 11 — верхнепротерозойский (?) комплекс диорито-плагио-гранодиорито-гнейсов; 12 — верхнепротерозойский (?) комплекс габброидов; 13 — верхнепротерозойский (?) комплекс гипербазитов; 14 — разрывные нарушения; 15 — надвиги; 16 — зоны гранитизации; 17 — диафторез эпидот-амфиболитовой фации; 18 — диафторез зеленосланцевой фации; 19 — площадная калишпатизация; 20 — условные границы фациальных переходов.



25. Проявления гранитизации по сланцам и амфиболитам, *а* — мигматиты по кварц-биотитовому сланцу района Шешек (Иртышский пояс); *б, в* — мигматиты по амфиболитам из центральной части хр. Заилыйский Алатау; *г* — агматитовый мигматит по амфиболиту из Кастекского района.

метаморфитов. Контакты их в этом случае также бывают довольно резкими, дискордантными и сопровождаются передовым фронтом калищпатизации. Девонские лавы трахипаритового состава и субвулканические тела монцонитсиенитов в долине ручья Кастек прорывают метаморфические сланцы кеминской серии, содержат ксенолиты гнейсовидных темных гранодиоритов. Таким образом, и здесь магматический материал как бы «вытекал» из внутренней, более глубокой зоны метаморфитов.

На контактах гранитоидных массивов девонского возраста с ордовикскими породами обнаруживается зона заделки и экзоконтактового ороговивания. Сами контакты рвущие, дискордантные. В массивах содержится много ксенолитов гранитизированных пород. Не встречено ни одного примера образования гранитов за счет пород зеленосланцевой фации нижнего палеозоя. В то же время для одного и того же массива гранодиоритов Беректас устанавливается авто-аллохтонное происхождение по более древним метаморфитам, гнейсам. Аналогичное положение устанавливается и для пермского Кастекского массива микроклин-рибекитовых сиенитов; он несет вулканы девона и карбона, содержит поднятые с магмой ксенолиты кристаллических сланцев Pt.

Таким образом, очаги гранитной и субщелочной магмы располагались для Кастекского района в недрах метаморфической толщи, возможно, в нижней ее части, во всяком случае глубже собственно «гранитного» слоя.

Возрастная последовательность производных метаморфитов (метасоматиты и анатектиты) на Кастеке такова: габбро-диориты (по диабазам), плагиограниты (гранодиориты), сиениты (разгнейсованные), гранодиориты биотит-роговообманковые, гранодиорит-граниты розовые, граниты розовые аляскитовые, монцонит-сиениты. Следовательно, у каледонских магматитов исходным вещественным базисом явились древние глубокометаморфизованные толщи, которые многократно активизировались. Об изменении состава, приносе — выносе можно судить по средним результатам анализов (табл. 4).

А. Б. Бакиров (1973) отмечает появление здесь метаморфизма высоких, средних и низких температур, соответственно при высоком (эклогиты) и умеренном (гнейсы и др.) дав-

Таблица 4

Состав докембрийских метаморфических пород и гранитоидов Заилейского Алатау, вес. %

Порода	Метаморфиты								Гранитоиды			
	Актювская серия				Кеминская серия				Диорит, кв-диорит	Плагио- гранит	Грано- диорит	Гранит Би
	Гнейс				Сланец Ам— Пир— Пл	Ам- фибо- лит	Сланец Ам— Пшп	Сланец Ам— Пшп				
	мела- но- крато- вый	Би	Му	апли- товид- ный								
Кол-во анализов	1	4	2	1	1	1	1	5	5	3	8	3
Окислы	1	4	2	1	1	1	1	5	5	3	8	3
SiO ₂	54,76	68,08	72,99	76,12	46,65	48,32	60,32	62,90	59,27	63,93	66,37	72,10
TiO ₂	1,43	0,52	0,23	0,19	1,60	1,04	0,91	0,52	0,84	0,53	0,66	0,24
Al ₂ O ₃	13,58	13,35	13,53	12,11	11,67	15,57	15,57	17,54	15,47	16,58	14,37	14,01
Fe ₂ O ₃	1,97	2,12	2,15	1,41	4,36	5,23	—	1,80	3,72	1,94	1,69	0,46
FeO	7,51	4,06	1,45	1,14	8,22	6,62	7,82	3,00	3,50	2,31	3,91	2,07
MnO	0,19	0,08	0,03	0,02	0,22	0,18	0,09	0,09	0,10	0,13	0,07	0,03
MgO	6,45	3,72	0,60	0,14	9,16	5,38	3,92	1,90	2,85	1,60	2,32	0,90
CaO	3,00	1,07	0,78	0,91	12,57	9,39	4,37	2,78	6,42	4,59	2,62	1,23
Na ₂ O	2,40	1,26	3,35	4,00	2,13	1,50	2,50	2,73	3,21	4,17	2,71	2,90
K ₂ O	3,20	2,54	3,05	4,50	1,59	5,42	2,85	4,02	1,78	2,43	3,27	5,33
P ₂ O ₅					0,78	—	0,25	0,15	0,29	0,14	0,82	
SO ₃									0,03	0,10	0,02	
H ₂ O	0,30	1,88	0,23	0,20	1,24	1,09	0,07	0,15	0,12	0,11	0,14	
CO ₂		0,40			0,11	0,20	—	1,03				
П.п.п.	6,24	1,57	1,80	0,12			0,94	2,98	1,45	1,10	1,58	
Сумма	100,53	100,65	100,39	100,32	100,21	100,69	99,80	100,59	98,40	100,06	98,47	99,27

Примечание. Использованы анализы из работ К. Абдрахманова, Н. Дорошенко, В. Киселева, А. Кудряшова, К. Куликовского, В. Рахмана, В. Сорокоумова, П. Сушкова, Н. Чабдарова и других.

лении. Диафторез всюду сопровождался снижением давления и образованием мигматит-гнейсов, гранитизации вообще.

Жинишке-Сарыбулакский район

Расположен в восточной части Заилийского Алатау (хр. Сарытау), в верховьях левых притоков рек Чилик, Жинишке и Сарыбулак. Здесь также хорошо обнажена метаморфическая толща, кое-где перекрытая отложениями нижнего — среднего палеозоя и прорванная крупными массивами девонских и более молодых гранодиоритов (рис. 26). Особый интерес представляют мощные явления гранитизации в метаморфической толще. Амплитуда размещения обнажений по вертикали около 2 км.

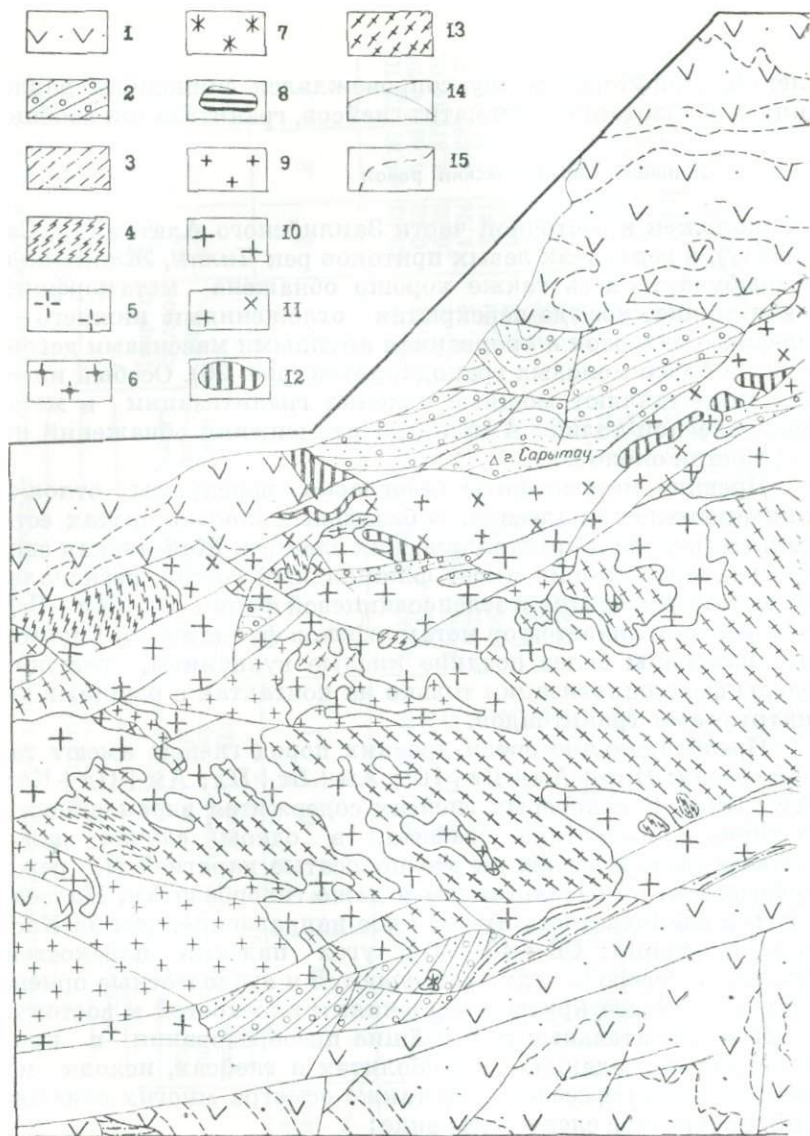
Древние метаморфиты несогласно перекрыты отложениями нижнего палеозоя. В базальных конгломератах есть галька гнейсов и кристаллических сланцев. Жайсанская свита среднего кембрия имеет флишоидный состав, регионально метаморфизована в зеленосланцевой фации (Сц + Хл + Бт), чем резко отличается от метаморфитов фундамента. Еще менее изменены более поздние кислые вулканиты, несущие следы фельдшпатизации только на контактах с рвуцами их интрузиями гранитоидов.

Преобладающие среди древних пород гнейсы имеют такой состав: Пир + Ам + Бт + Пл; Ам + Бт + Пл; Ам + Пл + Кв; Ам + Пшп. В некоторых гнейсах содержится вкрапленность магнетита, пирротина, графита, в одном случае даже пентландита. В основном это полосатые парагнейсы, реже ортогнейсы, по базальтоидам и даже гипербазитам. Полосатость и сланцеватость имеют иное направление, чем на Кас-теке, а именно: СВ—40—60°, угол падения плоскостей 50—60° к северо-западу; встречаются и субдолготные ориентировки с более крутыми падениями плоскостей к востоку.

Последовательные дальнейшие преобразования в кристаллических сланцах, амфиболитах и гнейсах, исходя из данных ряда пересечений, а также осмотра многих обнажений, рисуются в следующем виде:

а) габброизация ортоамфиболитов, согласная со сланцеватостью;

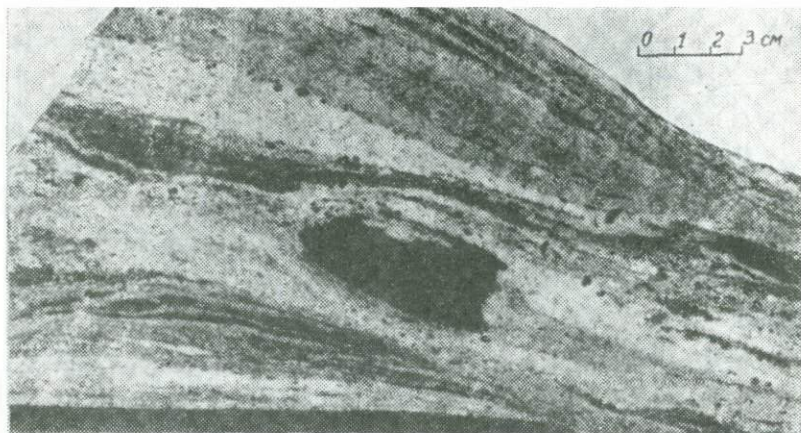
б) фельдшпатизация с образованием метадиоритов, метаплагиогранитов;



26. Схема геологического строения южных склонов хр. Сарытау. 1 — гейской и далаашикской свит; 2—средний—верхний ордовик, вулканического свита: песчано-сланцевые отложения, эффузивы основного состава; 4 — морфизма. Интрузивные образования: 5 — верхнепалеозой посленижнекарбонный комплекс гранитоидов, аплитовидные граниты; комплекс диабазов, габбро-диабазов; 9 — послеврхнеордовикский комидов, роговообманково-биотитовые граниты, граносениты; 11 — грано комплекс диабазов, габбро-диабазов и габбро; 13 — верхнепротерозой шения; 15 — маркирующие горизонты



нижний карбон, вулканогенно-терригенные отложения кетменской, кунно-терригенные отложения; 3—верхний и средний кембрий, жайсанская доверхнепротерозойские сланцы и гнейсы амфиболитовой фации метаский комплекс граносиенитов, гранодиоритов, сиенито-диоритов; 6—7—гранодиориты, кварцевые диориты; 8—послелизнекарбонный плекс биотитовых гранитов; 10—среднеордовикский комплекс гранитодиоритов, тоналитов, диоритов, плагиогранитов; 12—верхнекембрийский (?) комплекс диорито-плагиогранито-гнейсов; 14—разрывные нарушения (данные П. А. Сушкова и др.).



27. Последовательное преобразование и гранитизация ортоамфиболита (Зайлийский Алатау, верховья ручья Сарыбулак).

в) мигматизация с развитием секущих жилочек калишпатового состава;

г) гранитизация — полное замещение породы Кв — Кпш — Пл массой (рис. 27).

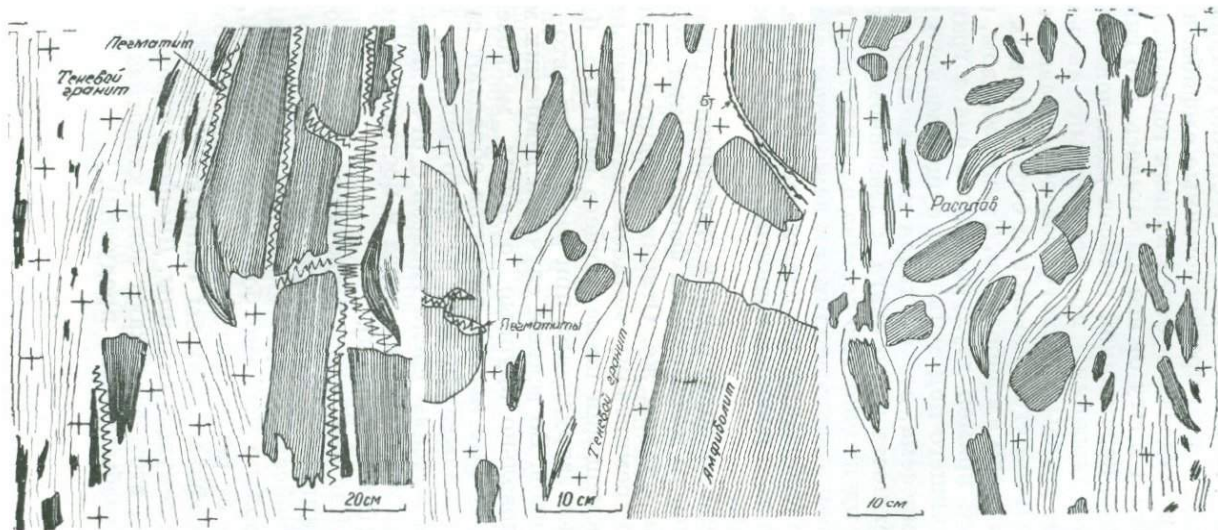
В верховьях р. Сарыбулак наблюдается также переход метасоматоза в анатексис и палингенез, когда масса гранитного расплава с включениями кристаллокластов, обломков рестита, приобретя кашеобразный вид, сдвигалась с места и преобразовывалась в интрузию. Об этом можно судить по секущим границам, спутанно-струйчатой ориентировке обломков гнейсов, метадиоритов с их внутренней структурой, уже не совпадающей по направлению с текстурой вмещающих гнейсов (рис. 28). Это настоящая магматическая брекчия. Учитывая большие размеры поля магматизации (десятки квадратных километров), можно считать, что здесь располагался настоящий магматический очаг девонских интрузий гранодиоритов хр. Сарытау, переместившихся по вертикали вверх (судя по составу и некоторой реконструкции) не менее чем на 2—4 км.

Интересны два обстоятельства. Материалом для гранитного расплава послужили уже предварительно гранитизированные метаморфиты — фельдшпатизированные, мета-

диориты, плагиограниты и только частично (видимо, вовлекались попутно) менее преобразованные амфиболиты, парагнейсы. При исследовании более низких горизонтов в долине р. Жинишке и к югу от нее выяснилось, что гипсометрически ниже под перемычкой гнейсов расположен еще один очаг гранитообразования, представленный авто-аллохтонным плутоном розовых биотит-роговообманковых гранодиоритов. В ореольной его зоне видны струи темных гранитов и мигматитов среди амфиболитов. Таким образом, перед нами интересный пример двухуровневого очага гранитообразования, возникшего под влиянием существенного привноса щелочей, кремнезема, воды и тепла ювенильными растворами. Принадлежность этого очага к девонскому магматизму доказывается идентичностью состава аляскитовых гранитов, наличием одинаковых ксенолитов и даже непосредственным переходом жилообразных корневых частей в вышележащее грибообразное тело розовых гранитов, секущих нижнепалеозойские породы.

Что же касается более ранних (ордовикских) гранодиоритов, габброидов, то механизм их формирования, судя по наблюдениям, был таким же. Отличие сводится к опережающему натрово-кремниевому метасоматозу и меньшим амплитудам перемещения последующего расплава, благодаря чему возникают затруднения при разделении авто- и аллохтонных массивов. Во всяком случае в девонских массивах встречаются довольно крупные останцы мелкозернистых диоритов. Некоторые штоки диоритов обладают субфациями контакта, указывающими на интрузивную природу. Есть, наконец, массивы среди гнейсов с отчетливыми темными структурами глубокого среза и постепенными переходами в гнейсы (метадиориты).

Как и на Кастеке, здесь встречаются и плитообразные тела плагиогранитов и метадиоритов, развившиеся по благоприятным гнейсам, с шлейфами фельдшпатизации на флангах и довольно четкими боковыми границами, со следами перехода от реоморфитов к расплавам. В этом случае тела своими апофизами как бы «впиваются» во вмещающие гнейсы, имеют секущие границы. Диориты переходят в гранодиориты, при этом возникают зоны хлоритизации и карбонатизации («избыточные» продукты).



28. Развитие гранитного мобилизата по амфиболиту, сопровождаемое переходом метасоматита в расплав (верховье ручья Сарыбулак).

Гранодиориты и более поздние граниты секутся многочисленными дайками и диабазами (рис. 29), относящимися к так называемым «дайкам второго этапа». Об их происхождении существует много мнений. Хотелось бы обратить внимание на обилие меланократовых рестигов (меланосом) в амфиболит-гнейсовых очагах гранитообразования. Они накапливались в очагах в процессе выдавливания и отцеживания более легкоплавкого гранитного мобилизата, перераставшего выше в гранитные интрузии. Продолжавшееся воздействие тепловых потоков повышало температуру в очаге и создавало условия для последующего перехода меланократового рестига в расплав и образования лампрофировой магмы. Последняя, формируясь в этом же очаге, под влиянием резкого уменьшения вязкости в том же поле напряжения приобретала подвижность и устремлялась вверх по тем же каналам, образуя дайки по трещинам пород, в первую очередь в уже застывших частях гранитных плутонов. Появление даек разновременно, но всегда позже затвердевания последних фаз гранитных массивов, так как до этого расплав, естественно, не мог проникнуть в камеру. Таким образом, наличие даек лампрофиров свидетельствует об уровне очагов магматизма и составе тугоплавкого рестига, и не обязательно это глубокие очаги «базальтового» слоя.

Девонские среднезернистые розоватые биотит-роговооб-



29. Система даек диабаза в гранодиоритах девона; субгоризонтальная поверхность смещения (долина ручья Сарыбулак).

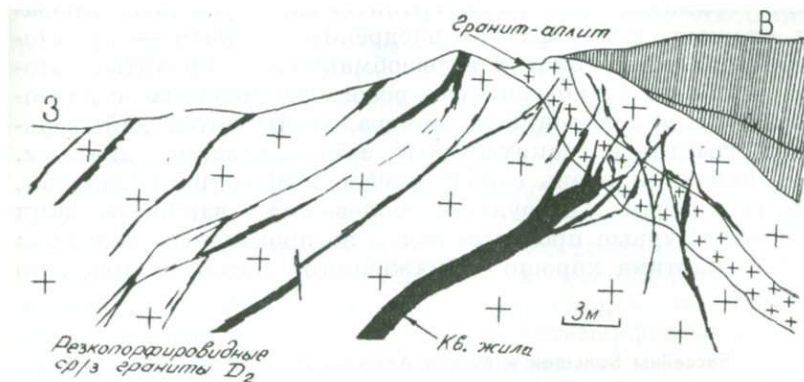
манковые гранодиориты, аляскитовые граниты образуют крупные аллохтонные плутоны с рвущими контактами с осадочными, вулканогенными породами нижнего палеозоя (Сарыбулакский и другие районы). Они содержат ксенолиты амфиболитов, гнейсов, метадиоритов и диоритов ордовика, кварцитов и других пород, даже при довольно глубоком срезе. Эти ксенолиты явно глубинного происхождения и представляют собой не полностью переработанные остатки материнских пород очага магмообразования.

Массивы многофазные, разбиты системами дугообразных трещин; усадочные пологие и крутые трещины заполнены мелкозернистыми розоватыми гранодиоритами, аплит- и порфириовидными гранитами и магматическими брекчиями. С глубиной отмечается некоторое повышение основности главной фации до гранодиорита. Слабая гнейсированность — СЗ 320° , 355° , погружение на СВ $\angle 75^\circ$.

Даже самые поздние розовые аляскиты содержат глубинные ксенолиты гнейсов, их апофизы секут граниты.

В общем последовательность гранитообразования здесь такова: амфиболиты → гнейсы → плагиограниты и гранодиориты древние, а затем и ордовика — гранодиориты и граниты девона → граниты верхнего карбона — перми. Сохранение местами гнейсовидности в гранодиоритах указывает на значительную глубину их становления и образование путем «растворения» и разбавления состава исходных пород за счет привноса щелочей и кремнезема и последующего небольшого перемещения расплава. Слабо проявлены послемагматические образования, имеются лишь редкие пегматиты и безрудные кварцевые жилы. Все это подтверждает значимость принципа неравновесности для гранитоидов, поскольку интрузии ушли недалеко вверх от уровня своего зарождения и в общем останавливались на большой глубине.

Передовой фронт гранитизации в амфиболитах представлял собой мощную зону мигматизации с привносом сначала натрия (фельдшпатизация) и извлечением кислого мобилизата, а затем калия и кремнезема. Сначала это была плагиоклазизация с постепенным подкислением, замещением альбитовой серией, проявляющаяся в осветлении породы, появлении полос бластеза. Отмечается не менее двух-трех разновременных стадий с укрупнением зерен и более полным вытеснением фемических компонентов. После этого следовала



30. Кварцево-жильный штокверк среди гранитов D_2 на контакте их с рогамиками (справа). Правобережье р. Чилик у поворота на север (массив Сарыбулак).

калишпатизация, развивавшаяся струями и устанавливаемая по светлой и розовой окраске пород. Переход железа в окисную форму, очевидно, обязан поступлению вместе с растворами и кислорода одновременно с обогащением кремнеземом. В результате возникала неполная гранитная эвтектика, растворявшая гнейсы и амфиболиты, образовывалась кашеобразная масса расплава с кристаллами, кристаллокластами и обломками пород, за которой следовало выплавление и продвижение (интрузия). На водоразделе Сарыбулак — Жинишке в зоне передового фронта даже образовались крупные согласные тела кварц-полевошпатовых пегматитов.

Массив гранитов D_2 на правобережье р. Чилик, к северо-востоку от пос. Алгабас, остановился в жайсанской свите кембрия. Поверхность контакта падает в сторону вмещающих пород под углами $15-30^\circ$ (сводовая часть). Массив сдундирован вместе с выступами не более чем на 1,5 км. Во внутренней зоне экзоконтакта развиты кварц-биотитовые роговики (5—10 м), далее биотитовые роговики (50 м) и, наконец, во внешней зоне — ороговикованные сланцы со слоями Хл—Сц—Кв и Эп—Хл—Кв (роговиковая ступень метаморфизма). Наблюдается небольшой калишпатовый бластез, и лишь кое-где по песчаникам заметны слабые при-

знаки гранитизации. Сами граниты слабо контаминированы, сложены двумя фазами внедрения: первая — крупно-среднезернистые биотит-роговообманковые граниты, вторая — средне-мелкозернистые розоватые граниты с разновозрастными поколениями минералов. Имеются дайки розового гранита и гранит-аплиты, затем поздние диабазы. Есть признаки очень слабой грейзенизации на контактах, есть штокверки безрудных полевошпат-кварцевых жил (рис. 30). Рудные процессы почти не проявлены, и в этом смысле картина хорошо обнаженного массива довольно унылая.

Бассейны Большой и Малой Алматинок

Это центральная часть хр. Заилийский Алатау, где основные площади сложены аллохтонными массивами гранитоидов, на северном склоне распространены вулканиты; древние породы слагают останцы в центральных частях и на склонах хребта. Обнаженность прослеживается по вертикали более 2 км.

У подножия хребта, ниже Алматинского озера, имеется крупный останец древних пород, хорошо обнаженный по вертикали. Изучение этого обнажения, а также многих других в центральной части хребта, у устья ручья Сарысай, позволяет сделать такое обобщение.

Наиболее древней здесь является седиментно-вулканогенная базальтоидная серия, включающая базальты, диабазы и диабазовые порфириды, пузыристые лавы, пироксеновые габбро, гипербазиты, кварциты, мраморы. Все эти породы, первоначально метаморфизованные в условиях главным образом амфиболитовой фации, затем неоднократно подвергались гранитизации. На первой стадии образовывались тневые, очковые амфиболито-гнейсы с линзами амфиболитов, в нижней части разреза — птигматиты. Ориентировка в гнейсах СВ 20—30°, погружение на ЮВ, имеются и субдолготные замеры в более поздних породах.

Следующий этап заключался в габброизации базальтоидов с образованием двух разновидностей: полосового метагаббро и явно интрузивного габбро, вероятно, являющихся разными стадиями одного и того же процесса с дальнейшим переходом перерабатываемой массы в расплав.

Как удалось проследить, последующая плагиоклазизация накладывается на гнейсы и на габбро. С ее усилением образуются габбро-диориты, диориты и плагиограниты. Внизу колонны — это автохтонные формирования, а в верхней части — явные аллохтоны, возможно, разновозрастные. Здесь, во всяком случае, они достигают уровня отложений ордовика. Это новое положение представляет несомненный интерес. Все перечисленные породы относятся к «диоритовому» слою. Наличие останцов мигматизированных амфибол-гранатовых пород среди каледонских гранодиоритов в верховьях ручья Каскасу (приток р. Тургень), в том числе и жилообразных тел, — свидетельство метаморфизма древнейших пород в условиях высокого давления.

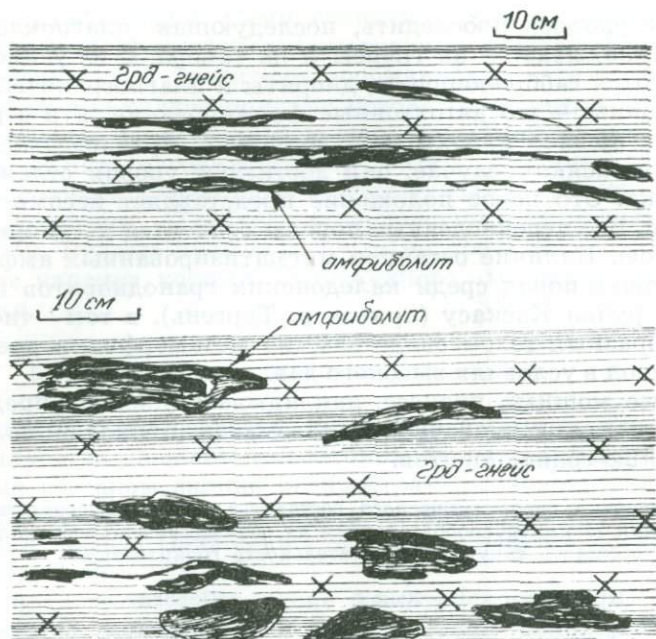
Более мощный процесс, накладывающийся на предыдущие, это кремне-щелочной метасоматоз, приводящий к образованию гранодиоритов.

Изменение петрохимического состава, а также непосредственные наблюдения за минералообразованием на обнажениях по вертикали позволяют воссоздать такую последовательность гранитизации:

Привнос	Вынос	Порода
Флюиды	—	Габбро
Флюиды	Mg, Fe	Метагаббро-диориты
Na, Si (K)	Mg, Fe, Ca	Диориты, плагиограниты
K, Na, Si	Mg, Fe, Ca	Гранодиориты
K, Si	Mg, Fe, Ca	Граниты

Интересно отметить, что в начале каждого цикла происходили выщелачивание и вынос того или иного количества фермических компонентов, а уже потом следовали привнос и замещение. Это говорит о большой теплоемкости и агрессивности передовой волны растворов, за которой следовал привнос, помимо транзитных (H_2 , CO_2 , H_2O и др.) еще и кремния, щелочей — сначала натрия, а потом калия. Отмечается известная стандартность процесса от самых начальных этапов гнейсирования вплоть до последней гранитизации. Изменялось лишь соотношение привнесенных компонентов в пользу калия и кремнезема (рис. 31, 32).

Таким образом, в низах метаморфической толщи и здесь устанавливается наличие достаточно древнего очага магмообразования. В его самой нижней, доступной для наблюдения части (у верхней гидростанции) располагаются мета-



31. Развитие метагранодиорито-гнейсов по амфиболитам.

гранодиориты с тонкими послойными останцами темных амфиболитов и блоками габброидов. Выше следует перемычка мощностью 200—300 м из мигматизированных амфиболитов, иссеченная корнями микродиоритов, переходящими в сплошной массив темных диоритов, а еще выше — в мелкозернистые гранодиориты и гранодиорито-гнейсы с обломками габбро, амфиболитов, диабазов. Общая высота колонны намного больше 1,5 км. Еще выше подобные породы имеют явно интрузивный облик и считаются ордовикскими интрузиями курдайского комплекса.

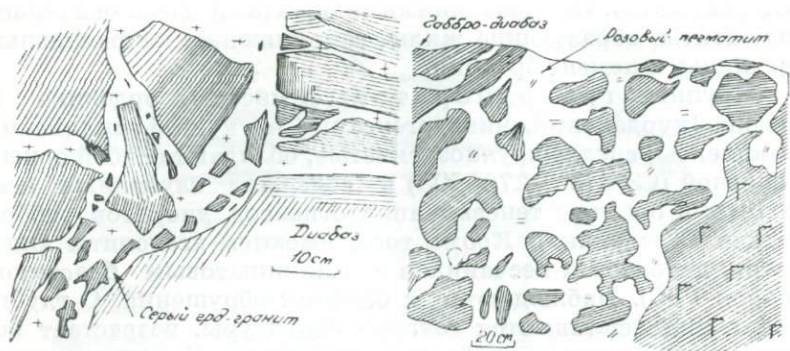
Верхняя граница таких же образований наблюдалась в обрыве у устья ручья Сарысай. Здесь на протяжении сотни метров по вертикали устанавливается область магматического пропитывания гранодиоритовой магмой основных вулканитов по трещинам с передовым фронтом осветления и фельдшпатизации (рис. 32, 33), о чем мы уже писали ранее

(Щерба, 1970). Завершающими продуктами здесь оказались пегматиты, образующие жилы, заполняющие неправильные трещины, и цемент брекчий.

Крупные гранодиоритовые массивы ордовика и девона (курдайский, чинтургенский и кунгей-заилийский комплексы) средне-крупнозернистые, обладают слабой ориентировкой (СЗ 340° , $\angle 70^\circ$ ЮЗ) и содержат глубинные ксенолиты и останцы тeneвых аплитогнейсов, диоритов, габбро (район Горельника). Кроме того, имеются ксенолиты андезитов, диабазов и песчаников с калишпатовым бластезом (район ГЭС). Наблюдаются и брекчии обрушения. С глубиной в них усиливаются тeneвые структуры, возрастает количество ксенолитов гнейсов, амфиболитов. Возникает предположение о своеобразной зональности плутонов, корневая часть которых имеет многие признаки автохтонности и переходит книзу в бассейны магмообразования в «диоритовом» слое, где к этому времени уже были образованы метагаббро и метадиориты. Верхняя же часть плутонов аллохтонна, более гомогенизирована, массивы отчетливо секут породы нижнего палеозоя, образуют апофизы. Околоконтактная гранитизация ограничивается долями метра, есть шпировые пегматиты и жильные аплит-пегматиты.

Всюду имеются секущие более поздние дайки диабазы и габбро-диабазы, крутопадающие, часто ориентированные широтно, с крутым падением. В широтном же направлении развиты альпийские зоны дробления и смещения блоков по пологим поверхностям. Таким образом, несмотря на гнейсовидность, характер контактов, гетерогенность ксенолитов, наличие глубинных пород в их составе, все свидетельствует об аллохтонности плутонов, с меньшими амплитудами перемещения для ордовикских.

Граниты образуют крупные массивы в осевой части хребта (бельбулакский комплекс). Это биотит-роговообманковые среднезернистые разности, серые, иногда розоватые, с крупной дугообразно изгибающейся слоевой отдельностью, без четких краевых субфаций, что указывает на достаточно глубокий срез. Вмещающими являются нижнепалеозойские породы, более ранние гранодиориты. Содержат ксенолиты диабазов, амфиболитов, порфиринов, дацитовых порфиринов, габбро-диоритов, диоритов и гранитоидов ордовикских и девонских. Внутреннее строение неоднородное, имеются две



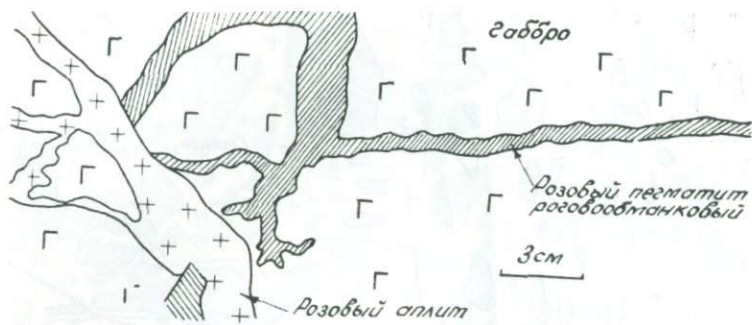
32. Последовательные стадии магматического пропитывания диаба

основные фазы с их субфациями и жильными производными. Первая фаза более крупнозернистая, насыщена ксенолитами, вторая более лейкократовая, ее апофизы секут граниты первой фазы. Отчетливо видны послемагматическая полосовая альбитизация и пятнистая микроклинизация. Самые поздние — дайки диабаза.

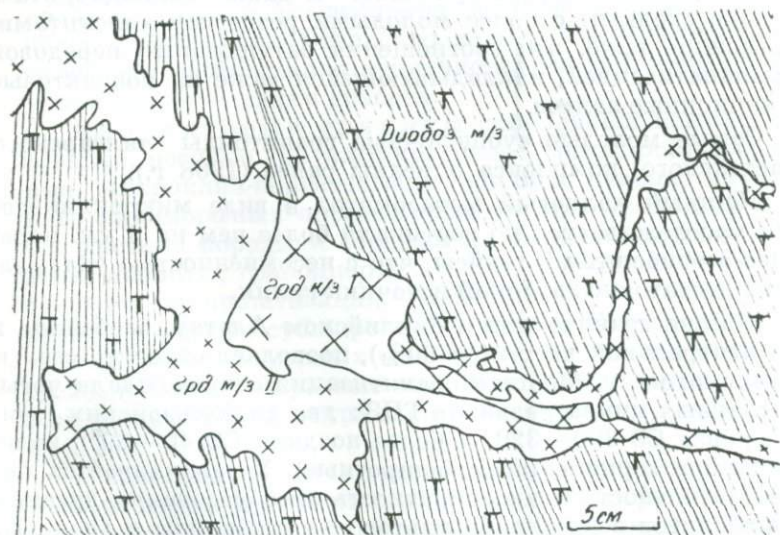
Аляскитовые граниты (юбилейный комплекс) розоватые, розовые до мясо-красных, биотит-роговообманковые, микроклин-пертитовые, с обилием кварца, иногда в виде идиоморфных порфировидных выделений. Они секут все древние породы и образования нижнего палеозоя и девона, диориты, гранодиориты. Сопровождаются передовым фронтом калишпатизации. Размещаются в осевой части хребта, образуют субширотные массивы. Содержат пегматиты с включением рудных минералов, кое-где имеются зонки грейзенизации, кварцевые жилки с вольфрамитом, гематитом, молибденитом, турмалином, флюоритом, кальцитовые брекчии.

В аляскитах встречаются останцы и ксенолиты разнообразных пород, вплоть до гнейсов и темных гранитов, диабазов и диабазовых брекчий и туфов, а также палеозойских эффузивов, песчаников, гранитов.

Соотношения аляскитов и гранитов сложные и не всегда отчетливые. В одних случаях контакт явно интрузивный (район Туюксу), в других же наблюдаются постепенные переходы. Очевидно, это связано с присутствием розовых



33. Многократное магматическое пропитывание древнего габбро.



33а. Повторное пропитывание диабазы гранитной магмой с проявлением локального гибридизма (Заилийский Алатау, бассейн р. Большой Алматинки).

позднегерцинского времени здесь произошло мощное приращение «гранитного» слоя.

Пока не совсем ясен вопрос о происхождении древних докембрийских гранитов. Наличие их доказывается присутствием гальки гранитов и гранито-гнейсов в конгломератах верхнего кембрия и ордовика и даже верхнего протерозоя. Видимо, существовало несколько комплексов, сохранившихся в виде останцов в водораздельной части хребта. Некоторые авторы относят к докембрию массивы гранитоидов Бакалинский, Алабайтальский, Беректас, Сарыкойнау (перекрыт отложениями ордовика). Сейчас возраст некоторых из них пересматривается в сторону омоложения. Несомненно, однако, то, что гранитоидный магматизм в докембрии был достаточно развит. Позже часть массивов была, по-видимому, регенерирована.

Особый интерес представляет судьба древних гипербазитов. Вдоль оси хребта на протяжении 200 км сейчас известно свыше 20 останцов массивов серпентинитов, габбро-перидотитов, бронзититов суммарной площадью до 80 км². Они имеют неправильную форму, залегают среди амфиболитов, а более поздние — в породах кембрия, редко среди ранних гранитоидов; сильно изменены и корродированы поздними интрузиями гранитоидов, превращены в сланцы, тальково- и кварц-карбонатные породы. Помимо кембрийских, есть явно более древние, что также доказывается наличием согласных тел в древних амфиболитах, а также обломков в конгломератах.

«Всплытие» гранитизированной КП Северо-Тяньшаньского геотектоногена в альпийское время обусловило денудацию «седиментного» слоя и значительной части «гранитного», местами обнажились выступы «диорита» с видимыми признаками происхождения его из нижележащего слоя «базальта». Появление наверху остатков гипербазитов, их сильное преобразование, дезинтеграция — результат воздействия гранитообразования и поднятия их вместе с колонной, а не только одного выдавливания (протрузий серпентинитов).

Изменение состава докембрийских пород в процессе древнего преобразования показано в таблице 4. В процессе гнейсирования кристаллические сланцы по различным первичным породам обогащаются кремнеземом, щелочами, те-

ряют магний, кальций, железо. С гранитизацией этот процесс еще более усиливается. Картина не всегда бывает достаточно четкой из-за влияния состава изначальных пород.

В целом, если процесс поздней гранитизации сейчас как-то проявляется, то история древнего метаморфизма амфиболит-гнейсовой группы формаций пока остается проблематичной. Во всяком случае существующая тенденция к омоложению возраста всех метаморфитов пока не подкреплена достоверными фактами. На основании изучения более обширного района А. Б. Бакиров и Н. Л. Добрецов относят метаморфизм актюзской серии к нижнему протерозою. Далее, по их предположению, следовали три стадии диафтореза: первая привела к образованию мигматитов и гранатовых амфиболитов по фации дистеновых гнейсов (изофациален кеминской); вторая проходила в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций (сопоставима с метаморфизмом куперлисайской свиты); третья — зеленосланцевая, с возникновением хлоритовых и актинолитовых сланцев по зонам рассланцевания. По времени третья стадия совпала с контактовым метаморфизмом каледонских интрузий.

Для сравнения укажем, что гнейсовые ядра Урала — самые древние метаморфические породы, поднятые в процессе своего становления. Возраст метаморфизма, по комплексу данных, определяется как досреднерифейский (Г. А. Кейльман и др., 1973 г.). При объединении каледонского и герцинского тектонических циклов Урала выделяются три периода регионального метаморфизма: нижнесилурийский, верхнедевонский и посленижнекаменноугольный, совпадающие с периодами инверсий, т. е. с наступлением режимов сжатия (В. Б. Болтыров, 1973 г.).

В соответствии с механизмом ГПЗ каждому тектоническому циклу сопутствовали прогрессивная и регрессивная стадии метаморфизма, распадавшиеся на отдельные этапы. Во всех областях ультраметаморфизма мы неизбежно находим проявления стресса в виде плоскостных и линейных текстур. С такой позиции и в каледонский, и в герцинский циклы были свои прогрессивные стадии метаморфизма, охватывавшие как древние, так и все более молодые породы (особенно в осевых зонах), за которыми следовали диафторез и гранитизация. Этот процесс был неизбежным, по-

сколькx формировались бассейны мощного каледонского и герцинского магматизма. Создание таких бассейнов было возможно только в условиях мощных тепломассопритоков, а значит, и наличия связи бассейнов магматизации с глубинными источниками.

Преобразование «седиментного» слоя в «гранитный»

Иртышский метаморфический пояс

Поиски достаточно мощного герцинского преобразования ЗК, которое бы наглядно проявилось в современном денудационном срезе, привели нас к Иртышской зоне смятия на Юго-Западном Алтае, к ее юго-восточному участку в пределах Курчум-Кальджирского горст-антиклинория протяженностью около 120 км и шириной 10—30 км. Первое наше знакомство с этим районом состоялось еще в 1938 г., в 1948—1953 гг. он частично изучался попутно с изучением металлогении Калба-Нарымской зоны. Наконец, в 1972—1973 гг. были выполнены два пересечения через антиклинорий: одно — на северо-западном фланге в районе Касаткинского массива гранитов, второе — в центре, по долинам рек Курчума и Маралихи (повторение разреза Б. Я. Хоревой), отстоящие друг от друга на 30 км. Кроме того, были осмотрены обнажения, вскрытые долинами рек Ульбы и Иртыша.

Зоны смятия Алтая изучались с давнего времени. В первую очередь следует выделить работы Н. Н. Падурова (1929 г.) и В. П. Нехорошева (1938, 1956 гг. и др.), затем Б. О. Андерсона (1936 г.), П. Ф. Иванкина (1957, 1961 гг.). Однако наиболее полно зоны смятия были изучены в последнее время Б. Я. Хоревой (1963, 1967), А. М. Марьиным (1967), Г. В. Назаровым (1972 г.) и П. И. Хохловым (гранитоиды, 1971 г.). Сейчас принято выделять осевую приподнятую часть Иртышской зоны, где явления метаморфизма наиболее глубоки, и два крыла — северо-восточное и юго-западное, смятие и метаморфизм в которых накладываются на породы девона — верхнего карбона. Таким образом, структура в целом представляет собой полизональный и полифациальный полиметаморфический пояс и зону смятия герцинского времени, связанную с ГПЗ, протяженностью более 450 км и шириной 10—30 км.

Геологическое строение этой части Алтая уже многократно описано, в том числе и в последней работе по геотектоногенам Казахстана (1972—1973 гг.). Данный участок представлен системой линейновытянутых в северо-западном направлении сжатых узких складок из вулканогенно-осадочных пород девона — карбона (мало отличающихся от остальной части Алтайского геотектоногена), прорванных интрузиями упомянутых выше комплексов основного, среднего и гранитоидного состава. Наиболее широко развиты интрузии гранитоидов карбона и перми. Главный Калба-Нарымский многофазный массив пермского возраста и его сателлиты протянулись вдоль юго-западного края метаморфического пояса и Курчум-Кальджирского антиклинория и срезают последний на крайнем северо-западном фланге (рис. 34).

Внутри антиклинория разместились небольшие массивы гранитоидов повышенной основности, а также небольшие тела габброидов, диабазов и даже гипербазитов, также согласно вытянутые в северо-западном направлении. Детальная современная карта всей структуры составлена в 1972 г. Г. В. Назаровым и Н. Г. Халитовым. Границы антиклинория со структурами девона тектонические.

Внутренняя структура антиклинория представлена серией продольных челноковидных складок, нередко имеющих куполовидные ядра. Ближе к юго-восточному краю располагается сложный узел, образованный беспорядочно ориентированными скученными складками, создавшими брахиформное сооружение размером 25×30 км. Вероятно, это следствие сочленения с вращением двух прилегающих блоков. В центре этого сооружения образовался прогиб, заполненный вулканитами намюра. Центральная часть антиклинория сложена породами предположительно ордовика и эйфеля (пугачевская свита), северо-восточное крыло — отложениями условного нижнего девона, через разлом сменяющимися турне-визейскими. Юго-западное крыло построено теми же условно нижнедевонскими (вероятно, эйфельскими) отложениями, сменяющимися к периферии, опять-таки через разлом, алевропелитами живет-франской кыстав-курчумской, а затем и фамен-турнейской такырской свиты верхнего девона — нижнего карбона.

Пока окончательно не установлен возраст пород ядерной

части Курчум-Кальджирского выступа. В. П. Нехорошев (1963 г.) считает их кембрийскими, Б. Я. Хорева (1963) — даже докембрийскими. Детальным картированием последних лет установлен фациальный переход между ними и перекрывающими их отложениями нижнего (?) девона (Г. В. Назаров, Н. Г. Халитов, 1972 г.), что привело исследователей к предположению об ордовикском возрасте пород ядра антиклинория, хотя он может быть и девонским (пугачевская свита и др.). Кроме того, установлено, что более высокая ступень метаморфизма амфиболитовой фации обусловлена положением толщ в осевой части метаморфического пояса, от которой в обе стороны метаморфизм ослабевает. Цифры калий-аргонового метода дают разброс от 430 до 360 млн. лет (силур, девон).

Если рассматривать структуру с позиции стратиграфической, то здесь можно выделить три яруса: допалеозойский или раннепалеозойский, среднепалеозойский и, наконец, верхнепалеозойский. Структура самого антиклинория — это два яруса: ядерная, сильно дислоцированная и метаморфизованная область и боковые, менее измененные крылья, сложенные породами ранней и средней стадий герцинского развития.

Курчумское пересечение

Здесь выделяются три главные зоны метаморфизма: осевая, шириной около 8 км, северо-восточная — 10 км и юго-западная, тоже около 10 км. Следует сразу же оговориться, что исходные породы представляют собой сложное чередование разнообразных пород вулканогенно-осадочного разреза — аргиллитов, алевропелитов, песчаников, известняков, кислых, средних и основных вулканитов общей мощностью 7—8 км, метаморфизм которых обусловил необычайное разнообразие метаморфитов. Помимо чисто фациальных различий, четко проявляется влияние исходного состава на количественные соотношения минеральных парагенезисов. Еще большее разнообразие вносят явления диафтореза разной интенсивности и степени завершенности. Поэтому каждая зона представляет собой тонкополосчатую полифациальную систему, ориентированную в общем согласно залеганию пород (рис. 34).

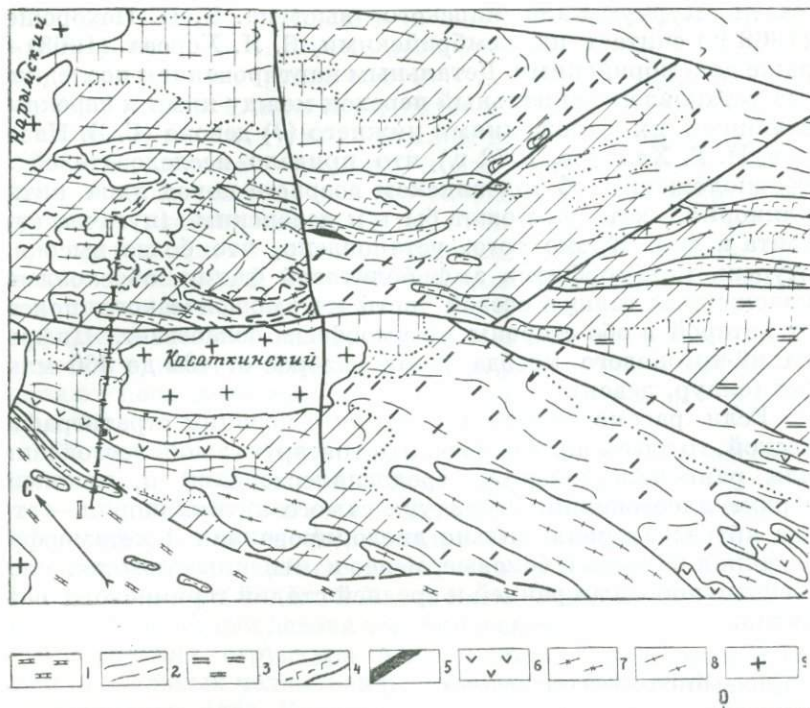
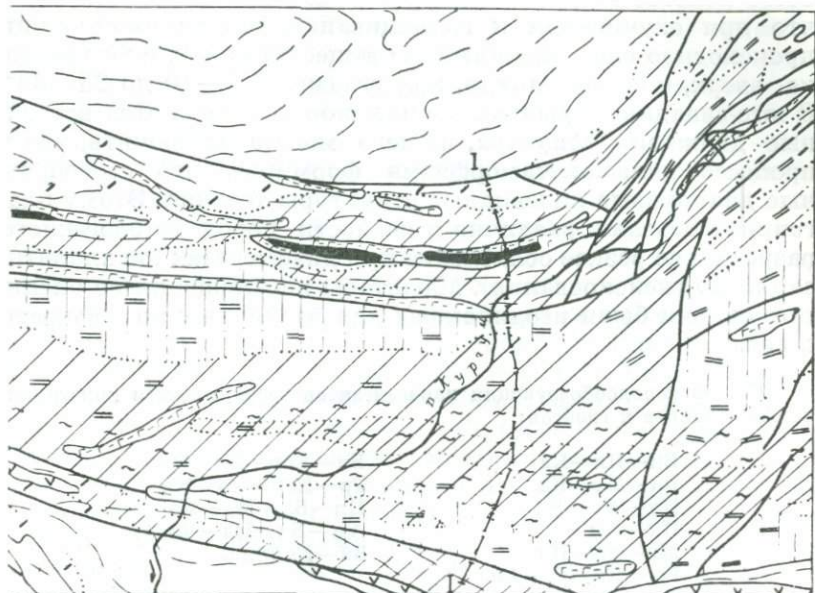


Рис. 34. Схема фаций метаморфизма Курчум-Кальджирского антиклина
Р. К. Григайтис, В. А. Аристова, Е. С. Шуликова, П. И. Хохлова, Г. Н.
 каногенно-осадочные формации ранней стадии гер-
 ний девон, морская карбонатно-терригенная; 2 — нижний девон, мор-
 3 — ордовик — силур, морская песчано-сланцевая. Интрузивные
 ногена, ранняя стадия (нижний карбон), спилито-диабазовая; 4 —
 6 — габбро-диоритовая; 7 — тоналит-плагиогранитная; 8 — граносие
 морфизма, амфиболитовая фация; 10 — зона биотит-амфибол-пироксен-
 на биотит-кордиерит-полевошпат-кварцевых и амфибол-кварц-полевошпа
 фация зеленых сланцев; 13 — высокотемпературная (биотит-хлоритовая)
 15 — гранитизация; 16 — условные границы фациальных переходов;

Осевая зона сложена чередующимися полосами кри-
 сталлических и микрокристаллических сланцев шириной
 от первых десятков до первых сотен метров, прослеживаю-
 щихся от устья р. Маралихи вниз по долине р. Курчум почти
 на 10 км. Сланцы представляют собой как бы пластины с



рия (по материалам Г. В. Назарова, Н. Г. Халитова, Б. Я. Хоревой, Щербы, А. А. Климова, А. А. Солдатенко и др.). Осадочные и вулканского цикла развития геотектоногена: 1 — средняя известковисто-сланцево-песчаниковая; каледонского основания; формации герцинского цикла развития геотекто-спилито-диабазы; 5 — гипербазиты; средняя стадия (средний карбон): нит-гранитная; поздняя стадия (пермь): 9 — гранитовая. Фации мета-полевошпатовых и биотит-силлиманит-кордиеритовых гнейсов; 11 — зотых кристаллических сланцев; 12 — эпидот-амфиболитовая фация; субфация; 14 — низкотемпературная (мусковит-хлоритовая) субфация; 17 — разрывные нарушения; 18 — геолого-петрографические профили.

простираем $280-320^\circ$, круто падающие чаще всего на северо-восток под углами $70-85^\circ$. В этом же направлении развита сланцеватость, указывающая на мощное сплющивание толщи с запрокидыванием на юго-запад. Линейные структуры в плоскости сланцеватости обнаруживают чаще

всего пологое воздымание к северо-западу. Отсюда следует, что при скучивании и сплющивании гетерогенной толщи происходило еще и выжимание вещества снизу, с юго-востока, вверх, к северо-западу, под углами от 5—10 до 25—30°. В юго-западных крыльях антиклинория отмечаются встречные движения вещества, из чего можно заключить, что в процессе динамометаморфизма формировались своеобразные диапировые килевидные структуры течения. Этому благоприятствовало различие в вязкости пород гетерогенного разреза и ее резкое ослабление при диафторезах (от хлоритизации до гнейсирования). Масштабы перемещения не оценивались, они были неодинаковы для различных по вязкости слоев.

Состав породообразующих парагенезисов чередующихся кристаллических сланцев и гнейсов:

Би—Пл—Кв	Би—Кор—Пл—Кв
Би—Му—Кв	Гр—Кор—Пл—Кв
Пл—Ам—Би	Пл—Би—Му—Кв
Пл—Ам	Ам—Би—Пл—Кв
Му—Би—Пл	Би—Кв и др.
Пл—Кв—Гр—Би	

Эти и другие парагенезисы далеко не всегда являются равновесными вследствие совмещения ассоциаций полиметаморфизма.

Процессы диафтореза выражаются в развитии вторичных мусковита, серицита, хлорита, кварца, альбита. Более высокотемпературная гранитизация видна по наложенной плагиоклазизации, а затем калишпатизации и окварцеванию, в результате которых по кристаллическим сланцам и амфиболитам образовались гнейсы с количеством чисто гранитного материала от 10—15 до 40—50% и мигматиты с жилками и линзами гранита и аплит-пегматита. Весьма интенсивно и раньше процесс развивался по наиболее благоприятным исходным породам: песчаникам, кислым эффузивам. В ядерной части зоны, в 5 км юго-западнее пос. Маралиха, гнейсы переходят в массивные гранодиорито-гнейсы состава Пл — Ам — Би — Му — Кв. Вблизи них развиты линзы и жилки анатектических гранитов и аплитов, проявлена общая калишпатизация в гнейсах. Далее к юго-западному краю развиты парагнейсы, затем их сменяют ортоам-

фиболиты и микрокристаллические сланцы. Характер метаморфизма изменился от первоначально изохимического к аллохимическому. Именно здесь, в ядрах гнейсирования и гранитизации, границы фаций пересекают структурные. В районе пос. Маралиха имеется опущенный блок Би — Кв — Хл темных сланцев среди более метаморфизованных серых Му — Би — Кв сланцев.

Юго-западное крыло антиклинория и одновременно метаморфического пояса представлено чередующимися кристаллическими и микрокристаллическими сланцами по вулканогенно-осадочным породам условного нижнего девона, а затем верхнего девона и нижнего карбона. Вначале это микрокристаллические Рог — Пшп, Кв — Пшп — Би сланцы, Эп — Акт — Аб (эпидот-амфиболитовая фация), а затем Би — Хл — Кв, Хл — Сц — Кв, Кв — Сц (пепельные) сланцы, переходящие в темные филлиты. Местами встречаются полосы и узлы гранитизации. В целом это преимущественно зеленосланцевая фация с полосами и пятнами амфиболитовой. На контакте с пермскими гранитами, в зоне шириной до 0,5—0,6 км (в зависимости от крутизны контактовой поверхности массива), развивается высокотемпературное ороговикование. Вначале появляется биотит, затем кварц, плагиоклаз, а во внутренней зоне еще андалузит и силлиманит, полевой шпат, и породы превращаются в массивные однотонные серые или пятнистые роговики. Явлений гранитизации здесь практически нет. Только на участке Карасенгир гранитизирована обрушенная кровля (Щерба, 1957). Об этом подробнее несколько ниже.

Северо-восточное крыло прослеживалось по двум профилям: вдоль долины Курчума между поселками Маралиха и Пугачево, также вверх по долине р. Маралихи. Породы ядерной части сменяются здесь сланцами по отложениям условного нижнего девона, а затем турне. Преобладают монотонные пепельные Кв — Сц — Хл сланцы, часто карбонатные, чередующиеся с более массивными амфиболитами (по диабазам); изредка встречаются вытянутые по сланцеватости тела серпентинитов, милонитов, рассланцованных мраморов.

Прежде всего необходимо отметить исчезновение гофрированности — породы тонкосланцеваты. Сланцеватость простирается в северо-западном направлении 300—330°, паде-



35. Разрез через габбро-серпентинитовую полосу в устье р. Маралихи (Южный Алтай).

ние плоскостей крутое, под углами $70-80^\circ$ в обе стороны: сначала к юго-западу, а затем севернее, к северо-востоку. Линейность имеет более крутые углы наклона — от 10 до $45-50^\circ$ к северо-западу, что указывает на восходящее течение масс с северо-запада на юго-восток. Столь сильная напряженность структур в породах с повышенной пластичностью (в основном слюдястые) позволяет считать, что здесь происходили крупноамплитудные восходящие перемещения масс, встречные по сравнению с ядерной зоной, где сдвиги были направлены на северо-запад. Общим является наложение поздней милонитизации на полиметаморфиты и диафориты, что отметила ранее Б. Я. Хорева (1963).

Взаимоотношения согласно залегающего плитообразного тела серпентинитов с вмещающими породами у пос. Маралиха таковы. В «висячем» боку, с юго-запада, залегают Сц — Хл — Кв сланцы, сменяющиеся темными амфиболитами по диабазам, мощностью $60-80$ м (рис. 35); далее следует мощная зона милонитов по плагиоклазиту на границе с серпентинитом. По своему строению это согласное тело серпентинитов с антигоритом мощностью около 100 м и протяженностью 3 км, сложенное брекчией серпентинита с отдельными линзовидными блоками рассланцованного пятнистого или полосатого габбро и талько-карбонатной породы (меланж, повторное изменение серпентинита). В лежащем боку — рассланцованное габбро, участками серпентинизированное, за ним снова амфиболит. Контакты серпентинитовой пластины с вмещающими породами всюду сорванные.

При серпентинизации гипербазитов (изохимический про-

цесс + H₂O) обычно различают раннюю ассоциацию (хризотил, лизардит, брусит, магнетит) и позднюю (антигорит, магнетит и брусит). Совместимость их наблюдается в альпийских гипербазитах, участвующих в тектонических деформациях, где, следовательно, имелись наиболее благоприятные условия для получения избыточной воды.

Таких серпентинитовых тел в пределах антиклинория довольно много. Образовались они по перидотитам и дуни-там и расположены как в ядерной части (четыре горизонта), так и на крыльях (в юго-западном — четыре и в северо-восточном — два). Горизонты довольно выдержаны, повторяют складчатость и залегают в породах ордовика, девона и нижнего карбона. Создается впечатление о повторяемости при складчатости одного-двух горизонтов диабаз-габбро-гипербазитовой ассоциации с последующим перемещением серпентинизированных гипербазитов относительно вмещающей габбро-диабазовой «рубашки» с образованием меланжа.

Состав резко преобладающих в разрезе пепельных сланцев и более темных сланцев:

Би—Му—Пл—Кв	Му—Хл—Сц—Кв
Би—Му—Кв	Би—Хл—Кв
Би—Му—Пшп—Кв	Хл—Сц—Крб
Акт—Эп—Аб	Би—Пл—Кв

Фашии метаморфизма — эпидот-амфиболитовая и зеленосланцевая. Степень метаморфизма отчетливо ослабевает к северо-востоку и сопровождается сменой высокотемпературных парагенезисов (Би, Му, Сил, Кор, Кв) низкотемпературными (Хл — Сц, Крб). Правда, на общем фоне среди менее метаморфизованных пород встречаются полосы более метаморфизованных, отмечая следы интенсивных тепловых потоков. Характер метаморфизма в общем изохимический.

Далеко на северо-востоке проявлен второй полизональный метаморфический пояс, связанный уже со следующей, Северо-Восточной мобильной зоной.

Касаткинское пересечение

На крайнем северо-западном фланге антиклинория, там, где он срезан Нарымским массивом гранитоидов, выполнен второй поперечный профиль протяженностью 16 км, от осевой

части Нарымского хребта до долины р. Буланды, через северо-западную оконечность Касаткинского гранитного массива пермского возраста.

Осевая часть пояса расположена на северо-востоке и представлена гранито-гнейсами по вулканогенно-осадочным породам условного нижнего или среднего девона, которые здесь сменяют условный ордовик. Вулканиды принадлежат к контрастно дифференцированной базальт-андезит-липаритовой формации. В структурном отношении это система второстепенных антиклинальных и синклинальных эллипсоидальных складок, вытянутых согласно общему простиранию в северо-западном направлении. Юго-западное крыло сложено вулканогенно-осадочными породами эйфельской пугачевской и живет-франской кыстав-курчумской свит, которые затем перекрываются темными флишеидными песчано-сланцевыми породами такырской свиты (D_3-C_1), собранными в килевидные складки. Район детально заснят в последнее время Г. В. Назаровым и Ю. В. Кузьминым. Датирование нижнедевонских (?), как и ордовикских (?), отложений условно. Возможно, все это скученные, собранные в изоклинальные складки, многократно повторяемые на профиле средне-верхнедевонские, различно метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы, рассеченные многочисленными дайками пестрого состава карбонового возраста и телами габбро-гипербазитов.

Осевая часть имеет ширину около 12 км. На вершине Нарымского хребта она сложена полосатыми, узловатыми и очковыми парагнейсами Ам—Би—Пл—Кв и Пир—Ам—Пл состава, переходящими в теневые биотит-рогообманковые метагранодиориты, либо включает анатектические небольшие секущие тела гранитов и аплитов. В метагранитах сохраняется гнейсовидность с направлением $320-340^\circ$. Поверхности полосчатости в парагнейсах имеют наклон $40-50^\circ$ на северо-восток, линейность погружается к северо-западу под углом $20-30^\circ$. По направлению к юго-западу наблюдается чередование парагнейсов с кристаллическими сланцами, ортоамфиболитами, образующими согласные параллельные, достаточно протяженные полосы. Изредка появляются полосы мигматизированных меланократовых гнейсов. В 4—5 км ближе к Касаткинскому массиву уже преобладают кристаллические сланцы, иногда гофриро-

ванные (Бт—Кв; Би—Пл—Кв; Би—Корд—Пл—Кв, Гр—Би—Пл—Кв), с горизонтами порфиридов. Изменение состава обусловлено влиянием первичных осадочных пород и вулканитов типичного алтайского разреза. В результате диафореза местами повышено содержание хлорита. Ширина полос разного состава колеблется от нескольких метров до 200—300 м.

На контакте с Касаткинским массивом появляются Би—Анд—Кв, Эл—Гр—Кв и Би—Му—Кв сланцы. Сланцеватость имеет общее генеральное простирание на северо-запад $300—330^\circ$, падение на северо-восток, угол $60—70^\circ$. Стебельчатость погружается к северо-западу под углом в $30—40^\circ$.

Западнее Касаткинского массива метаморфизм еще более ослабевает, исчезает гофрированность, сланцеватость имеет обратное юго-западное и более крутое падение ($75—80^\circ$); яснее различается первичный состав песчано-сланцевых горизонтов и эффузивов основного и средне-кислого состава, хотя метаморфиты включают Ам—Би—Кв, Би—Кв, Му—Став—Кв, Кв—Хл—Би, Кв—Хл—Крб, Акт—Эп—Аб парагенезисы эпидот-амфиболитовой фации. Встречаются изолированные полосы мигматитов в Кв—Би—Пл сланцах, а также амфиболитов по основным породам.

Изменилось направление линейности, здесь она погружается довольно круто ($40—60^\circ$) на юго-запад, отмечая воздымание центрального блока относительно юго-западного крыла. В целом же метаморфизм ослабевает постепенно, переходя в породы кыстав-курчумской, а затем и такырской свит. Каких-либо крупных перемещений по разломам на предполагаемых контактах с отложениями условного нижнего палеозоя не отмечено. Среди метаморфитов Б. О. Андерсоном (1936 г.) была описана линза серпентинитов по дуниту размером 150×300 м, пересекаемая гранитом. Аналогичные тела зафиксированы в осевой зоне, затем к востоку и юго-востоку от Касаткинского массива.

В районе г. Куучеку, западнее Касаткинского массива, специально осматривался контакт метаморфизованной толщи с пермскими гранитами. Здесь линия контакта занимает почти поперечное направление относительно простирания зоны. Граница резко секущая, переход гранит — метаморфит совершается на расстоянии 1—2 см. Граниты массив-

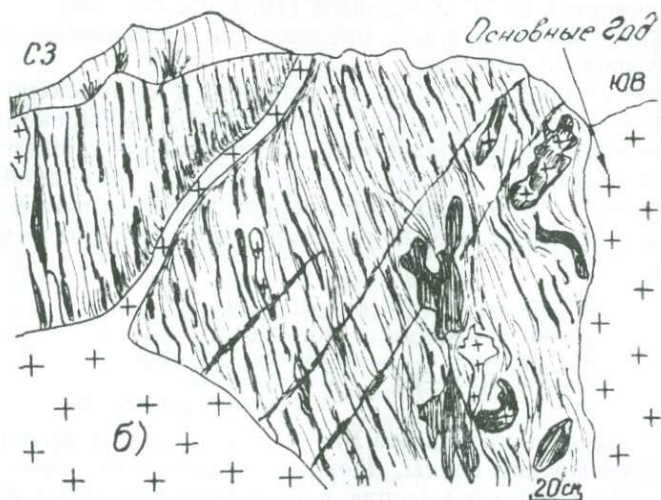
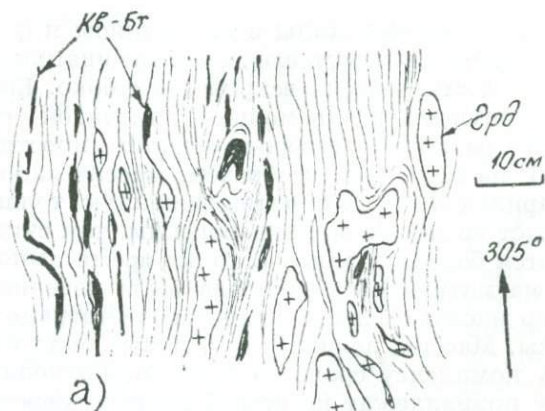
ные, не наследуют ориентировки, кое-где даже образуют апофизы. Поверхность контакта погружается к востоку под углами 20—25°. Граниты секут все метаморфиты, включая и Пир—Ам гнейсы. Видимое внешне воздействие интрузии проявляется в узкой зоне в виде осветления, фельдшпатизации, мусковитизации, образования Анд—Кор разностей. Известковистые линзы в кыстав-курчумской свите превращены в скарны и мраморы.

Контакты массива с высокометаморфизованными породами — различными гнейсами и их гранитизированными разностями — отмечены и ореолом ороговикования. Во внутренней части ореола по кордиеритовым, лейкократовым и гранитизированным гнейсам развиты Кв—Би—Кпш—Анд роговики с метабластами микроклин-пертита, по меланократовым гнейсам и metabазитам — Кв—Би—Гр, Кв—Би—Рог, Кв—Гр—Эп роговики. Во внешней части (свыше 80—100 м) преобладают парагенезисы с мусковитом (Би—Му—Кв, Му—Аб—Кв), хлоритизация, пренитизация. В последующем проявилась мусковитизация в связи с рудным процессом.

Анализ развития минеральных парагенезисов в контактом ореоле указывает на создание во внутренней его части андалузитовой субфации амфиболовых роговики (Анд—Кор—Пл—Би) при переходе ее в фацию пироксеновых роговики (появление критической ассоциации Анд+Кпш), что указывает на температуру в пределах 550—700° (Добрецов и др., 1970). Давление здесь не превышало 2 кбар (отсутствие силлиманита). Внешний ореол представлен фацией мусковитовых роговики ($T < 550^\circ$).

В целом контактовая зона с высокометаморфизованными породами отличается пониженным давлением и нешироким ореолом ороговикования (не более 150—200 м).

Южнее Касаткинского массива, на правом склоне долины, в верховьях р. Жаман-Киинсу, согласно залегает одноименный массив гранодиоритов, протянувшийся на 5 км при ширине 2—3 км. Он имеет сложную амебовидную форму и вытянут вдоль простирания сланцев. Вмещающими являются Кв—Пшп—Би узловатые сланцы и мигматиты. Сланцеватость обычная — СЗ 320°, $\angle 70^\circ$ ЮЗ, линейность 220°, $\angle 50^\circ$. Контакт четкий, зона гибридизма занимает 10—15 см. Гранодиориты среднезернистые, биотит-роговообманковые, имеют эндоконтактовую, более мелкозернистую суб-



36. Массив Жаман-Кинсу. *а* — гранодиоритовые обособления среди узловатых кварцево-полевошпат-биотитовых сланцев надинтрузивной зоны (черное — кварцевые стяжения); *б* — секущий контакт гранодиоритов массива с вмещающими мигматитами (черное — кварц-плагиоклаз-биотитовые жилки).

фацию шириной 20—30 м. Апофизы гранодиоритов секут мигматиты под углом (рис. 36). В массиве имеются дайки гранит-аплита и кварцевые жилы с турмалином и флюоритом. Сами гранодиориты несут следы контаминации и согласной волокнистости, массив вскрыт неглубоко. Его юго-западная часть опущена вдоль мощной плитчатой сбросо-сдвиговой зоны разломов северо-западного простирания ($320^\circ < 70-80^\circ$ на ЮЗ). Таким образом, массив явно аллотонный, внедрился в уже мигматизированную толщу, поэтому его возраст не может быть намюрским, как считалось ранее, а является более поздним. В то же время амплитуда перемещения магматического расплава была невелика. Состав и характер массива близок к таковым метагранодиоритов осевой зоны. Массив, по-видимому, может быть отнесен к иртышскому комплексу среднего карбона. Гранодиориты Жаман-Киинсу принадлежат ко второй группе перемещенных плутонов юго-восточной части Алтайского геотектоногена, описанных П. И. Хохловым (1971 г.). В связи с небольшим продвижением магм массивы эти отличаются крайне слабой продуктивностью.

Юго-западное крыло шириной 8 км сложено сланцами и песчаниками кыстав-курчумской и такырской свит. Первые выделяются зеленоватой окраской, содержат горизонты вулканитов, а вторые — темно-серой окраской, обусловленной углистостью. Непрерывное прослеживание метаморфитов к юго-западу показывает такой ряд полос в этих свитах:

Кв—Хл—Би	Сц—Хл—Крб
Акт—Пшп—Кв	Кв—Би—Ам
Кв—Сц—Хл	Хл—Эп—Аб—Кв
Кв—Хл—Пшп—Сц	Эп—Акт—Аб
Би—Хл углистые	Акт—Олиг—Кв (редко)

Далее следуют нормальные Би—Хл углистые сланцы и песчаники такырской свиты, превращенные на контакте с гранитами Нарымского массива в Кв—Би—Анд—Сил роговики. Сланцеватость $300-310^\circ$, падение на ЮЗ, угол $70-80^\circ$; линейность юго-западная, угол 60° .

Среди сланцев встречаются дайки серпентинизированных гипербазитов. Одна из них в долине р. Кыстав-Курчум мощностью до 50—70 м имеет длину 6 км и превращена под влиянием повторного метаморфизма со стороны Нарым-

ского массива гранитоидов в тальково-хлоритовую и тальково-магнезиальную породу.

В общем юго-западное крыло включает переходную серию метаморфитов от эпидот-амфиболитовой до зеленосланцевой фации без перерыва или фациального порога.

Контакты Нарымского массива

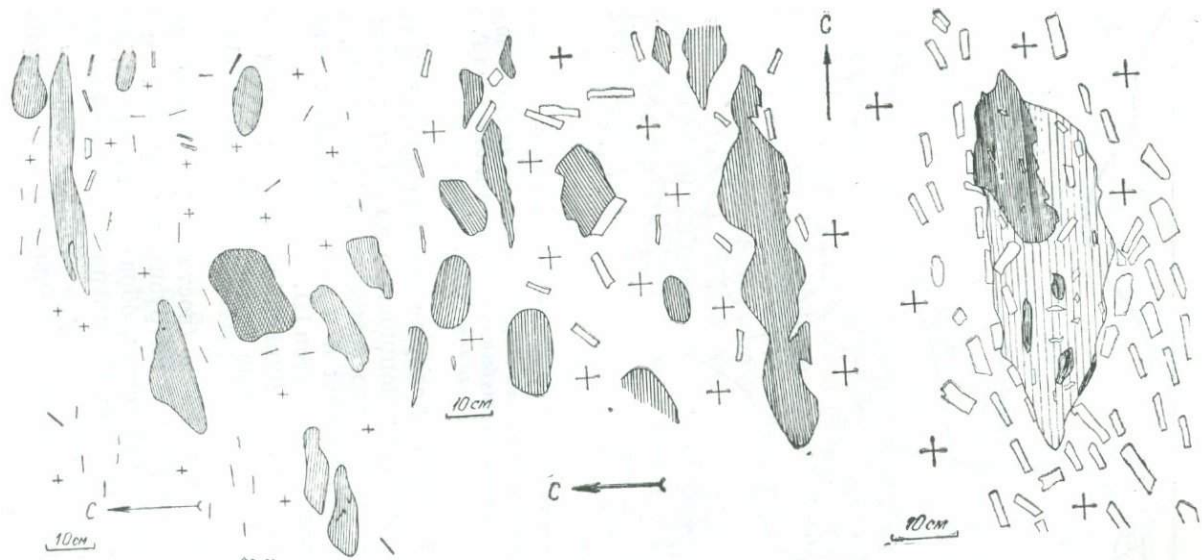
Контакт Нарымского массива с метаморфической толщей описан выше. Дадим еще некоторые пояснения по Касаткинскому массиву. Он образует согласно вытянутое тело лейкократовых гранитов размером в среднем $6,1 \times 1,9$ км, расположенное среди кристаллических сланцев, амфиболитов и мигматитов, с которыми образует секущие границы. Хотя массив слабо вскрыт, почти не проявлены контаминация и гибридность; на контактах нет и гранитизации. Субфации контакта хорошо выражены. В гранитах залегают аплит-пегматитовые дайки и полевошпат-турмалин-кварцевые жилы с касситеритом и шеелитом. Массив и одноименное месторождение изучены и описаны ранее (Щерба, 1957).

Основной Нарымский массив протянулся на 100 км юго-западнее Курчум-Кальджирского антиклинория в общем согласно со складчатой структурой вмещающих флишеидных пород такырской свиты. В последние годы у некоторых исследователей возникли предположения об автохтонности плутона и образовании его за счет переработки песчано-сланцев на месте. В этой связи в 1972 г. нами были сделаны дополнительные пересечения, при этом были посещены наиболее спорные места на юго-восточном фланге, в районах Карсенгир, Бурабай, Мысыктас. Внутренняя экзоконтактная зона массива здесь имеет ширину 0,2—0,5 км и представлена роговиками и сланцами такого состава: Би—Кв—Пл, Би—Кв, Би—Кв—Анд, Би—Став—Анд. Во внешней зоне шириной до 1 км проявлено лишь ороговикование. Ширина контактового ореола определяется положением контактовой поверхности; при крутом залегании весь контактовый ореол не шире 200—300 м. Непосредственные контакты гранитов со сланцами и роговиками всюду резкие, секущие, сопровождаются апофизами. Это общее положение для всей извилистой линии контактов массива протяженностью в сотни километров.

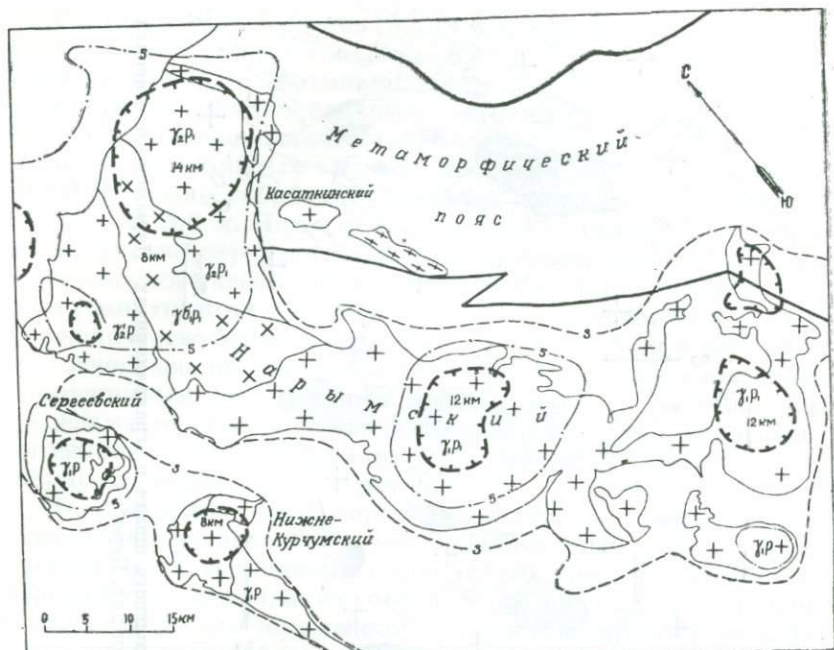
В Карасенгире имеется участок обрушения кровли плутона размером в плане 10×14 км, хорошо обнажающийся на склонах горной гряды высотой до 300 м и на дне высохшего озера. По вертикали восстанавливается такая картина. Сверху залегает брекчия, состоящая из неправильных блоков гранитизированных роговиков и кварц-биотитовых сланцев, пронизанных и сцементированных ветвящимися жилами сильно гибридного гранодиорита мощностью более 200 м. Ниже цементирующая гранитоидная масса постепенно переходит в порфиroidные гранодиориты I, переполненные ксенолитами роговиков и сланцев разной степени гранитизации и с явным порфиробластезом. Местами в них количество биотита возрастает до 10—15%, и в этом случае отчетливо проявляются теневые структуры, согласные с изменчивым простиранием здесь осадочной толщи. За пределами зоны обрушения, у сланцевого клина севернее одноименного озера, кровля массива субгоризонтальна, нет гибридных пород, контакт резкий.

На дне озера обнажается купол равномернoзернистых, более лейкократовых гранитов II. Таким образом, мощность верхней части гранодиоритового «слоя» здесь около 100 м. Переработка вмещающих пород была настолько широкой и длительной, что их ксенолиты встречаются даже во внутриинтрузивных дайках — апофизах гранитов и гранодиоритов (рис. 21а). Гранодиориты I прослеживаются далеко на север вплоть до долины Курчума. В целом подтвердились наши прежние наблюдения (1957 г.).

В районе Бурабая (западный контакт массива) blasto-порфировидные гранодиориты I также содержат много ксенолитов, обладают определенной согласной ориентировкой (рис. 37). Порфиробластез поражал и ксенолиты. Структуры течения согласны с контактовой поверхностью и обусловлены меняющимся давлением и течением расплава в момент кристаллизации. Контакт гранитоидов с боковыми породами — Кв—Би—Анд роговиками — достаточно резкий, хотя на отдельных участках наблюдается слабая гранитизация в виде гибридизма, магматического пропитывания, но нет гнейсирования, мигматизации, бластеза. Кое-где наблюдались согласные апофизы и гранитные «пузыри» — согласные линзы и овальные блоки гранита — изолированные остатки магматических инъекций (участок Суукбулак).



37. Ориентировка ксенолитов и порфиробласт полевого шпата в гранодиоритах Нарымского массива (район пос. Бурабай).



38. Схема глубинного строения Нарынских массивов гранитоидов; показаны контуры плутона на глубинах 3, 5, 8 км и более (по Г. П. Нахтигалю, 1973).

Граниты II здесь образуют пологие пластообразные залежи в гранодиоритах мощностью до 80 м и также содержат некоторое количество ксенолитов. Более того, ксенолиты роговиков встречаются и в жилкообразных ветвящихся телах аплитовидных гранитов III.

Далее к востоку, за Бурабайским сланцевым клином, распространены биотитовые равномернозернистые граниты II.

В районе Мысыкта са (восточный контакт массива) граниты II имеют резкий интрузивный контакт с Кв—Бт роговиками такырской свиты, образуют апофизы, содержат отторженцы и ксенолиты. Несмотря на пологий наклон поверхности контакта массива к востоку, в сторону Кыстав-Курчума, гранитизации не наблюдается, хотя ширина зоны

ороговикования достигает 1,5 км. Именно в этой зоне контакта тело серпентинитов было превращено в тальково-хлоритовые и тальково-брейнеритовые породы (Курчумское месторождение). Восточнее распространены Кв—Сц—Хл сланцы кыстав-курчумской свиты.

Таким образом, отмечаются мощные процессы контаминации и гибридизма в кровле плутона, особенно в первую фазу внедрения, когда перегретый расплав поглотил значительное количество песчано-сланцев обрушенной кровли и приобрел гранодиоритовый состав. Явления гранитизации имели характер магматического пропитывания в условиях низкого давления, а не кремне-щелочного метасоматоза, характерного для ядерной зоны кристаллических сланцев и гнейсов. Околоконтактовая роговиковая ступень изохимического метаморфизма очень быстро сменяется региональными условиями зеленосланцевой фации (филлиты).

По данным геофизических реконструкций, выполненных Г. П. Нахтигалем (1973 г.), Нарымский массив представляет собой горизонтальное уплощенное многокорневое тело. Наибольшая мощность его, до 14 км, устанавливается на северо-западном фланге, в месте пересечения им антиклинория; в остальных местах мощность плиты изменяется от 3—4 до 7—8 км, с утолщением до 12 км у свисающих сосковидных корней (рис. 38), тяготеющих к северо-восточному краю. В целом же весь Калба-Нарымский плутон расположен параллельно Иртышской зоне, с ее юго-западной стороны, и в своей центральной части непосредственно к ней примыкает и даже сечет ее. Напрашивается вывод о смещении в перми питавшего магматического очага несколько на юго-запад и о более глубоком его залегании по сравнению с поднятыми очагами карбонных гранодиоритов-плагиигранитов.

Район низовья р. Ульбы

Наблюдения были проведены в северо-западной части метаморфического пояса, в низовьях р. Ульбы и в долине р. Иртыша, где вскрывается осевая область суженной части Иртышской зоны смятия с гнейсовидными гранитами.

В районе с. Согра, пос. Белоусовка среди милонитизированных сланцев и вулканитов эйфеля, кристаллических сланцев (Гр—Би—Сил и др.) согласно залегают плитообраз-

ные тела гнейсовидных гранитов, среди которых Б. Я. Хоревой выделены биотитовые порфиорокластические гранодиориты, плагиограниты, адамеллиты и двуслюдяные и лейкократовые граниты, сопровождаемые дайками аплитов и пегматитов. Массивы имеют вид лент протяженностью до 15 км и более и шириной 0,2—4 км. За пределами зоны смятия форма массивов подобного же состава и возраста слегка вытянута либо даже изометричная. По простиранию граниты иногда сменяются гранодиоритами. Гнейсовидные граниты содержат ксенолиты более древних гранито-гнейсов. В пользу метасоматического происхождения гнейсовидных гранитов Иртышской зоны высказался и Э. Г. Конников.

Этот участок может быть сопоставлен с осевой зоной Курчум-Кальджирского антиклинория. Разница лишь в том, что гранитоиды здесь перемещены несколько выше и достигают уровня отложений нижнего карбона, местами даже секут их. Продвижение расплава произошло явно после складчатости, начала смятия и метаморфизма, в кратковременный период растяжения, после чего уже в момент кристаллизации началось повторное сдавливание и гнейсирование. Судя по синхронизации гранитообразования и усилению метаморфизма уже складчатых толщ нижнего карбона, утверждение об их нижнекаменноугольном и даже нижнетурнейском возрасте (Хорева, 1963) сомнительно и требует пересмотра. Более правильным будет относить их к среднему или даже к началу верхнего карбона, поскольку гранитоидные магмы были продуктами диафореза уже метаморфизованных гнейсовидных пород, включая и девонские.

Таких гранито-гнейсовых лент в каждом сечении насчитывается несколько (до 6), часто они полностью подчинены динамоструктурам и даже образуют килевидные складки (к югу от пос. Березовки) вместе с пачками сланцев и милонитов по девонским породам. Лентовидные залежи — Убино-Предгорненская, Согринская, Югонтасская и другие — по простиранию сменяются вулканогенно-осадочными породами. В. С. Кузубный и Ю. Ю. Воробьев (1967) указывают на выдержанность минерального состава гранитоидов (Пл № 32 39—20%, Орт 23—38%, Кв 34—37%, Би 2—13%, Гр 0,5% и др.). Все это позволяет предполагать, что основным материалом магмообразования для этих порфи-

робластических гранитоидов служили те же девонские толщи.

Более поздняя, Иртышская серия включает породы нескольких комплексов, называемых фазами. Это гранодиориты, плагиограниты, адамеллиты, граниты, образующие малоперемещенные аллохтонные плутоны. Для характеристики приведены их составы (табл. 5). Цифры калий-аргонового возраста — 294—310 млн. лет (Б. Я. Хорева, 1967 г.).

Таблица 5

Химические составы пород Иртышской серии
(по данным Б. П. Бедарева, Ю. Ю. Воробьева, Н. И. Стучевского и др.), %

Окислы	Сланец Би-Пшп	Сланец гранити- зирован- ный	Гранит порфи- робласто- вый	Гранит анатекти- ческий	Иртышская серия магма- титов, фазы			
					I	II	III	IV
SiO ₂	64,35	69,14	69,96	73,30	49,04	59,36	72,44	74,16
TiO ₂	0,85	0,12	0,35	0,22	1,21	0,91	0,15	0,21
Al ₂ O ₃	15,35	15,60	14,88	14,76	19,57	15,07	13,59	13,56
Fe ₂ O ₃	1,91	0,75	1,32	0,60	2,73	2,65	0,84	0,92
FeO	4,31	2,44	1,86	1,72	7,14	4,99	1,64	1,46
MgO	2,78	2,05	1,61	1,18	6,99	3,63	1,33	0,88
MnO	0,10	0,25	0,09	0,06	0,12	0,08	0,04	0,02
CaO	3,28	3,03	2,38	3,28	10,11	6,41	2,56	1,17
Na ₂ O	2,82	3,98	3,14	3,32	2,42	9,42	3,96	3,00
K ₂ O	2,50	1,31	3,11	1,14	0,57	1,26	2,51	4,51
H ₂ O	—	0,36	—	—	0,24	0,06	0,18	0,04
P ₂ O ₅	0,17	0,04	0,11	0,06	0,13	0,12	0,04	0,02
CO ₂	—	—	—	—	0,04	0,002	0,01	0,03
П.п.п.	0,92	0,50	0,88	0,73	1,98	1,10	0,49	0,88
Сумма	100,34	99,57	99,69	100,37	99,61	99,36	99,74	99,81

На левобережье р. Иртыш в этом районе имеются и тела габбро-гипербазитов и диабазов, принадлежащие протяженному Иртышскому дайковому поясу. Гипербазиты превращены в серпентиниты. Под влиянием калбинских интрузий в них даже образовались кварцевые оловорудные жилки. Таким образом, центральная часть Иртышского метаморфического пояса имеет те же черты, что и юго-восточная.

Для всей этой части зоны смятия Б. Я. Хорева выделяет такие комплексы пород: 1) микрокристаллических дина-

мометаморфических сланцев и порфириидов; 2) высокотемпературных гнейсов и кристаллических сланцев; 3) гнейсо-амфиболитовый полиметаморфический. Первые два — герцинские, а последний она считает более древним, хотя древних пород в зоне смятия нет. В центре расположены Сил—Ки, Алм—Дио, а к периферии — Аб—Эп—Ам, Хл—Би, Сц—Хл ассоциации.

Выделяются два этапа сжатия: верхний девон — нижнее турне и нижний — средний карбон. Полосы глубоко метаморфизованных сланцево-гнейсовых пород иногда разветвляются (Согринско-Предгорненская и др.) и разделяются менее метаморфизованными породами. Автор отмечает также пульсационный характер метаморфизма, наличие неравновесных парагенезисов, различных полиморфных модификаций одного состава (силлиманит, андалузит, кианит), замещение одних минералов другими (диоксида — роговой обманкой, ставролита и андалузита — мусковитом и т. д.), что отличает полизональный метаморфический пояс от обычных глубинных зон монофациального метаморфизма.

В целом для Иртышского метаморфического пояса Б. Я. Хорева (1963) выделяет такие виды метаморфизма: динамометаморфизм (изохимический, подвижные H_2O и CO_2); динамоконтактовый (под влиянием согласных синкинематических интрузий в глубинных зонах); нормальный динамоконтактовый (вне зон ультраметаморфизма); аддитивный динамоконтактовый (инъекционный, связанный с выжатými из глубины интрузиями — мигматиты), катакlastический (дробление и перемещение зерен породы — катаклазиты, милониты); полиметаморфизм (сочетание названных видов, а также кремнещелочного метасоматоза). Каждый из перечисленных видов в чистом виде встречается редко.

Минеральные парагенезисы сланцев и гнейсов, по данным этого автора, таковы:

Дио—Пл—Кв
 Дио—Ам—Пл—Кв
 Сил—Пл—Гр—Би—Кв
 Кор—Анд—Сил—Би—Кв

Би—Пл—Гр—Кв
 Став—Би—Пл—Гр—Кв
 Ки—Би—Пл—Гр—Кв

Гранат двух серий: пироп-альмандиновой и спессартин-альмандиновой. Для сланцев характерны Став—Ки, Сил—Алм

и Алм—Дио—Рог ассоциации амфиболитовой фации. Отмеченные парагенезисы с кианитом в узких локальных зонах северо-восточной части пояса наглядно иллюстрируют предложенную нами модель возникновения избыточных давлений в динамометаморфических поясах вследствие диффузорного эффекта.

Более молодыми являются гранодиориты массива Шешек, детально описанные ранее В. А. Филипповым (1969 г.). Массив размером 16×6 км вытянут в северо-западном направлении; вмещающими являются темные кварц-биотитовые сланцы кыстав-курчумской свиты, габброиды. Среднезернистые биотитовые гранодиориты Шешека одними исследователями считаются обычными интрузивными, другими — автохтонными метагранодиоритами, плагиогранитами, относящимися к раннекалбинскому верхнекарбонатовому комплексу. В пользу второго предположения свидетельствует отчетливая теневая структура, обилие ксенолитов, в том числе и кварцевых обособлений, переменное содержание слюды. Полосатость параллельна структурам смятия. По геофизическим данным форма плутона грибообразная, с корневой ножкой, смещенной к юго-востоку; мощность около 5 км. Судя по наличию кварцевых жил и пегматитов, пологой слоевой отдельности, массив вскрыт неглубоко. Внешне породы очень напоминают гибридизированные гранодиориты I Карасенгирского блока Нарымского массива. Аналогичные гибридные образования описаны В. А. Филипповым и для гранитов северо-восточной контактовой зоны основного Калбинского массива. Они содержат около 67% SiO_2 , 3,5% Na_2O и 4,5% K_2O . Вероятно, и здесь мы имеем дело с гранитизацией сланцев путем магматического пропитывания перекрывающих пород в кровле поднявшегося интрузива первой фазы калбинского комплекса.

Чтобы судить о конечных результатах преобразования пород в разные стадии метаморфизма, приведем их средние химические составы (табл. 6, данные более 150 анализов), которые свидетельствуют о широком разнообразии составов как исходных пород, так и продуктов их преобразования. Кристаллические сланцы близки к исходным песчаникам и алевропелитам, амфиболиты — к габбро и диабазам. Уже при образовании гнейсов намечается небольшой привнос щелочей, особенно калия, и кремнезема. Наибольшее обога-

Химический состав пород Курчум-Кальджирского

Компоненты Порода, район	Число ана- лиз	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
		3	4	5	6	7	8
Песчаники,							
Такырская свита, долина р. Курчум	1	58,80	0,95	20,05	4,34	0,59	—
ЮВ и Ц. Иртышской зоны смятия	10	62,68	0,59	13,79	1,56	4,13	He опр.
Известковистые Иртышская зона смятия	1	43,67	0,44	6,80	2,03	1,83	0,14
	40	65,66	0,67	15,55	2,09	2,95	0,06
Габбро-							
Габбро-амфиболиты	2	44,91	0,76	19,39	2,15	4,52	0,14
Диабазы							
Диабазы	2	46,71	1,53	16,85	2,29	8,98	0,21
Сланцы							
Пшп — Акт (Маралиха)	3	47,57	1,23	15,94	5,57	7,18	0,29
Аб — Акт — Крб (Приреченское)	3	47,26	1,46	16,18	7,11	5,91	0,25
Акт (Карчига)	2	46,79	0,45	19,71	4,69	7,01	0,25
Кристаллические							
СЗ часть антиклинория	2	65,35	0,52	15,07	2,13	4,35	0,11
Кв — Би — Шл	5	68,72	0,56	13,40	1,26	4,19	0,35
Кв — Пшп — Би	4	66,43	0,67	13,71	1,69	4,76	0,10
Амфиболиты							
Карчига	11	49,70	1,11	16,18	4,07	6,79	0,19
Курчум — Маралиха	6	49,13	1,16	16,57	4,11	5,70	0,14
Салкын — Чеку	8	50,10	1,27	16,01	2,84	7,59	0,18
Бассейн р. Курчум	12	49,93	1,64	14,05	4,03	8,45	0,18
Серпентиниты							
Серпентиниты	1	40,12	сл.	2,31	4,34	2,98	0,03

Таблица 6

антиклинория (по данным многочисленных авторов), %

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	S	П. п. п.	Сумма
9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
алевролиты									
1,48	2,32	2,03	6,40	0,22	—	—	—	2,70	99,88
2,92	4,60	2,15	1,39	He опр.	He опр.	—	He опр.	5,79	99,60
1,87	22,65	2,04	0,29	0,10	—	—	—	18,34	100,20
2,01	1,76	3,82	2,25	0,55	0,12	—	0,03	2,09	99,61
амфиболиты									
9,07	14,30	1,41	0,22	0,30	0,75	0,35	—	2,21	100,48
7,41	8,28	2,13	1,61	0,20	0,17	0,21	—	2,95	99,53
6,50	9,75	2,59	0,75	0,31	0,12	—	—	1,59	99,48
5,76	12,57	2,10	0,52	0,19	0,55	—	—	2,16	102,02
6,89	10,02	2,92	0,50	1,50	0,37	—	—	—	101,10
сланцы									
3,67	0,44	1,48	2,81	0,29	—	—	—	3,83	100,05
3,70	0,91	1,63	2,41	0,21	0,13	—	—	2,73	100,20
3,83	2,20	2,11	2,52	0,35	0,11	—	—	1,30	99,83
7,13	10,14	2,43	0,42	0,21	0,10	—	—	1,38	99,85
7,26	11,30	2,24	0,50	0,25	0,09	—	—	1,22	99,67
6,69	10,24	2,42	0,28	0,24	0,11	—	—	1,50	99,48
7,18	9,99	2,84	0,56	0,14	0,14	—	—	0,87	100,00
36,85	0,07	0,60	0,31	—	0,03	0,16	—	11,50	99,30

1	2	3	4	5	6	7	8
Гнейсы							
Кв — Би — (Пл) — Кор	4	68,14	0,64	13,67	2,13	3,63	0,13
Кв — Пшп — Би — Кор	6	65,43	0,88	13,78	1,32	4,80	0,21
Кв — Пшп — Кор — Би — Му	1	47,62	1,12	19,21	3,19	6,03	0,20
Гранитоиды							
Гранитоиды	4	75,53	0,18	10,96	0,64	1,43	0,05
Гранитоиды Нарымского							
I	42	68,98	0,44	15,44	0,68	3,09	0,04
II	5	70,31	0,36	15,99	0,43	2,48	0,04
III	2	74,58	0,05	14,37	0,23	1,57	0,04

щение этими компонентами с одновременным выносом железа, глинозема, кальция, магния мы имеем при образовании гранитов. Несколько необычна резкая потеря при этом воды.

Подводя предварительные итоги наблюдений в пределах Иртышской ветви Алтайского метаморфического пояса, можно сделать некоторые выводы.

1. Динамометаморфизм и последующий плутоногенный проявились в среднюю стадию герцинского развития Алтайского геотектоногена в течение среднего — верхнего карбона и наложились на все более древние породы и колчеданно-полиметаллические руды. В денудационном срезе КП вскрыты метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы герцинского структурного этажа, преобразованные в «гранитный» слой. Приращение его произошло за счет скупивания, сплющивания и гранитизации главным образом девонских отложений мощностью 6—8 км.

Герцинский метаморфизм захватил породы каледонского основания и ранней и средней стадий герцинского структурного этажа.

В Лениногорском рудном грабене, где метаморфизм герцинид был связан главным образом с локальным автометаморфизмом вулканитов хлорит-серицит-кварцевой субфации, особенно контрастно выделяются гофрированные ордовикские (?) породы структурного основания эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Судя по несогласному нале-

9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
3,62	1,12	1,67	2,45	0,33	0,12	—	—	2,36	100,01
3,44	2,37	2,17	3,55	0,20	0,12	—	—	1,44	99,71
8,05	2,46	1,62	5,88	0,50	0,06	—	—	3,20	99,14
гнейсовидные									
1,28	2,08	2,44	4,45	0,04	0,05	Не опр.		0,84	99,97
массива, фазы									
1,19	2,14	3,61	3,81	0,19	0,13	—	—	0,36	100,10
0,83	1,77	3,54	3,34	0,03	0,14	—	—	0,66	99,92
0,29	0,66	3,62	3,74	0,18	0,17	—	—	0,44	99,94

ганию девонской толщи, наличие базального горизонта между обоими комплексами, каледонский метаморфизм проявился раньше и самостоятельно. Аналогичные данные о несогласном налегании пород пугачевской свиты эйфеля на гнейсы в долине р. Караагаш у бывшего прииска Михайловского приводит и Б. Я. Хорева (1963). Более того, в Горном Алтае установлен еще и верхнепротерозойский зеленосланцевый метаморфизм (Б. А. Блюман, 1973 г.). Следовательно, история метаморфизма на Алтае является достаточно сложной и многократной (полиметаморфизм).

Интересно то, что макерская и лабинская серии Главного хребта Кавказа, имеющие ранне-среднепалеозойский возраст, были метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации в интервале турне — башкирского времени (Адамия и др., 1973 г.), т. е. уже в среднюю стадию герцинского цикла, как и на Алтае.

2. Учитывая данные Б. Я. Хоревой (1963), П. И. Хохлова, Г. В. Назарова и личные наблюдения, можно выделить такие основные стадии метаморфизма девонских и нижнекарбонных пород:

Стадия	Механизм	Фация
Динамотермальная первая	Скучивание и напряженная складчатость, С ₁ —С ₂	Зеленосланцевая (среднее P, низкая T)
Динамотермальная вторая	Смятие, будинаж, течение и рассланцевание, С ₂	Зеленосланцевая и амфиболитовая (высокое P, средняя T)

Плутоническая первая	Гнейсирование, C_2-C_3	Амфиболитовая, аллохимическая (высокое P , высокая T)
Плутоническая вторая	Гранитизация; мигматиты, гранодиориты и граниты авто-аллотонные анатектические, C_2-C_3	Амфиболитовая диафторическая (среднее P , высокая T)
Динамотермальная третья	Рассланцевание; милонитизация	Амфиболитовая (высокое P , средняя T)
Плутоническая третья	Гранитизация; граниты палингенные, аллотонные	Амфиболитовая диафторическая (среднее P , высокая T)
Контактово-метаморфическая	Ороговикование, гранитизация и контаминация в кровле плутонов после каждой фазы внедрения, C_3-P	Амфибол-роговиковая (среднее P , высокая T)

В целом это фации смешанной группы метаморфитов. После плутонизма, как обычно, следовал термоконтактовый, а за ним гидротермальный метаморфизм, проявившиеся локально в около- и внутриинтрузивных зонах. В периферических зонах пояса происходило телескопирование различных субфаций зеленосланцевой фации метаморфизма. Возле интрузивов локализовались внутренние и внешние зоны контактового метаморфизма. Б. Я. Хорева указывает, что герцинская гранитизация наложилась на уже диафторированные метаморфиты; возраст таких гнейсов 365 млн. лет.

Весь пояс отличался резко повышенным тепловым потоком. Изохимический региональный метаморфизм первой и второй стадий со временем перерастал в аллохимический, о чем наглядно свидетельствует появление амфиболитов, гнейсов и мигматитов. Базификация сменялась гранитизацией.

3. Тела габбро-гипербазитов, по крайней мере, дважды изменили место своего залегания: первый раз — в период складчатости и смятия; второй раз — при гранитизации, когда произошло всплывание всей КП. Ассоциация гипербазитов с габброидами, неоднократное появление на разных уровнях стратиграфического разреза вместе с формациями ранних стадий развития, вероятно, исключает их принадлежность к единой океанской коре и допускает первичноинтрузивное происхождение.

4. Метаморфический пояс имеет полизональное строение. Выделяются три основные зоны: осевая амфиболит-гнейсовая с мигматитовым ореолом, северо-восточная и юго-запад-

ная — эпидот-амфиболитовая, зеленосланцевая со сложным полизональным распределением субфаций, переходящих в региональные поля филлитов (Сц—Хл). Гнейсы, метакристаллиты и плагиограниты образовались главным образом в центральной части осевой зоны. С глубиной область гранитообразования, по-видимому, расширяется за счет каледонского структурного этажа, так как мало перемещенные и недостаточно гомогенизированные плутоны гранодиоритов проникают в крылья антиклинория, в породы зеленосланцевой фации.

5. Очаги гранитообразования для пермских массивов лейкократовых гранитов располагались глубже, чем гранодиоритов и метагранитов, в нижележащем структурном ярусе, так как на уровне очагов гранодиоритовой магмы граниты образуют аллохтонные плутоны. Таким образом, со временем область гранитообразования из узкой осевой зоны в верхнем карбоне и перми распространилась на более обширные и глубокие области.

6. Первоначальные стадии метаморфизма носили в общем изохимический характер. Видимая тенденция к повышению основности кристаллических сланцев осевой зоны (табл. 6) пока недостаточно выяснена. Это может быть проявление либо повышенной основности формаций ранней стадии развития геотектоногена в его ядерной части, либо передового фронта более глубокой дебазификации (привнос Са, Mg, Fe). Все последующие стадии метаморфизма были в основном аллохимическими, сопровождалась повышением кремнистости и щелочности. Сначала происходила плагиоклазизация (с очень небольшим привносом Si, Na), а затем калишпатизация (+ Si, Na, K) с образованием гнейсов. Усиление привноса этих компонентов с некоторым снятием давления приводило к формированию метагранитов и их последующему расплавлению. Таким образом, гранитообразование здесь — не простой палингенез или анатексис, а более сложный последовательный метасоматически-магматический процесс. Большое значение имел первоначальный состав пород. Гнейсы и гранито-гнейсы образовались главным образом за счет магматитов кислого состава и флишоидных терригенных, тогда как амфиболиты — по магматитам средне-основного состава, главным образом базальтоидам, как справедливо отметили ранее Б. Я. Хорева, А. М. Марьин.

7. Главными механизмами, обеспечившими столь высокое расположение области ультраметаморфизма и гранитообразования, являются: а) мобильность ГПЗ, особенно проявившаяся в Иртышской зоне, выразившаяся в скучивании материала и создании высоких ритмичных стрессов, чередовавшихся с этапами растяжения; б) возникновение мощного глубинного тепломассопотока, усиленного за счет мобилизации подвижных компонентов (в том числе и воды) из скученных масс. Повышению параметров P , T способствовало и резкое возрастание здесь мощности структуры, состоящей из сплющенного пакета пород.

Выявляются еще и явления диапиризма в зонах смятия, когда в фазы позднего сжатия происходило выдавливание гранито-гнейсовых ядер Курчум-Кальджирского антиклинория. Это же явление в несколько ослабленном виде наблюдается на северо-западном фланге Иртышской зоны смятия. Установленный ранее волнообразный профиль линейных структур с расходящимися падениями линейности по краям — не что иное, как следы выдавливания определенных пластин. Чем круче наклон, тем интенсивнее происходило выжимание кверху.

Курчум-Кальджирский антиклинорий образован не только общим поднятием блока, но и выжиманием каледонских ядер в герцинское время при сплющивании в зоне смятия, сопровождавшимся дифференцированным динамометаморфическим течением гетерогенных пластин.

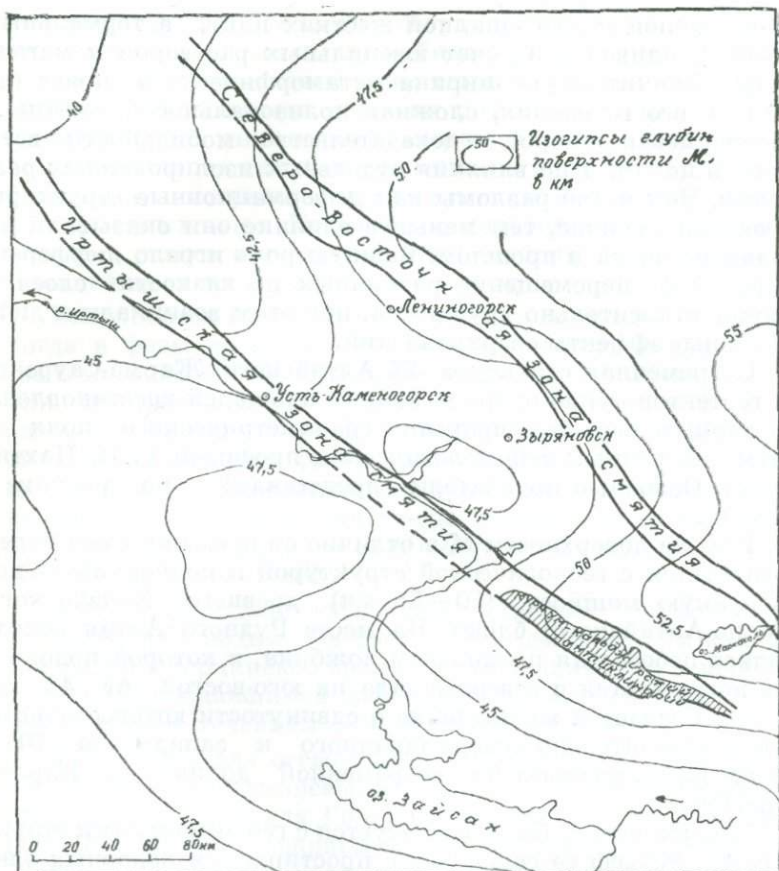
PT -условия для осевой зоны метаморфизма, судя по минеральным парагенезисам, не были постоянными. Наиболее высокие давления для $Gr—Am—Pl$, $Bi—Cor—Pl—Kv$ и $Pl—Bi—Mu—Kv$ парагенезисов составляли более 6—7 кбар, а температуры не менее 500—600°. Краевые зоны характеризовались давлением более 3 кбар и температурой более 300°. В то же время можно отметить мозаичность полей напряжения и температурных по быстрой смене парагенезисов в пространстве и последующему наложению процессов гранитизации и диафтореза. Если рассчитать обычные геотермические и геобарические градиенты для глубины в 4 км, то оказывается, что в метаморфическом поясе они возрастают для давления в 5—7 раз, а для температур — от 3 до 9 раз. Избыточные давления явились результатом

сдавливания пород под влиянием встречных движений северо-восточной и юго-западной жестких плит, а термальный поток усиливался за счет ювенильных растворов и магматизма. Значительная ширина метаморфического пояса (до 30 км), его ветвления, сложная полизональность, смятие и расслаивание пород — доказательство мобильности всей зоны в целом, а не влияния отдельных изолированных разломов. Чем четче разломы как деформационные структуры проявлены сейчас, тем меньшее влияние они оказывали на развитие пояса в прошлом. Важную роль играло дифференцированное перемещение различных по вязкости слоев и блоков относительно друг друга, при этом возникали и диффузорные эффекты сверхдавлений.

Современная структура ЗК Алтайского, Жарма-Саурского геотектоногенов и прилегающих площадей восстановлена по данным переинтерпретации гравиметрического поля и двух поперечных сейсмологических профилей Г. П. Нахтигалем. Основные показатели представлены на рисунках 39—41.

Рельеф поверхности М в отличие от прежних схем более согласуется с геологической структурой и подчеркивает повышенную мощность (50—55 км) древнего Холзунского (Горно-Алтайского) блока. На месте Рудного Алтая сохранилась небольшая продольная ложбина, в которой подошва ЗК погружается с северо-запада на юго-восток от 42 до 50 км. Создается впечатление о сдвинутости юго-восточного блока относительно северо-западного к западу на 70—80 км вдоль разлома по современной долине р. Нарым (рис. 39).

Поверхность К более согласуется с геологическими структурами. Рельеф ее совпадает с простираем основных элементов. Под Рудным Алтаем он поднимается до 24—22 км от поверхности, образуя продольную гриву шириной в 30—50 км, расширяющуюся к северо-западу; с обоих краев рельеф погружается до 26 км, а на юго-востоке и до 30 км. Иртышской зоне и Курчум-Кальджирскому антиклинорию отвечает согласноподольное положение границы К на глубине 24—26 км (рис. 40). Мощность базальтового слоя под Рудным Алтаем составляет 22—24 км, под Иртышской и Северо-Восточной зонами смятия она уменьшается до 21—20 км (рис. 40).



39. Рельеф поверхности М. Юго-Западного Алтая
(по Г. П. Нахтигалю, 1973 г.).

Интересны данные о рельефе догерцинского основания и мощности герцинских структур (рис. 41). Понижения отмечаются для Холзунско-Сарымсактинской подзоны и Калба-Нарымской зоны, где мощности составляют 6—9 км. В зонах смятия резко возрастают градиенты, а сами мощности колеблются от 5 до 6—7 км, образуя переходные области между поднятыми и опущенными блоками. Отсюда можно

зовались они за счет материала нижележащих структурных ярусов (каледонского и более древнего).

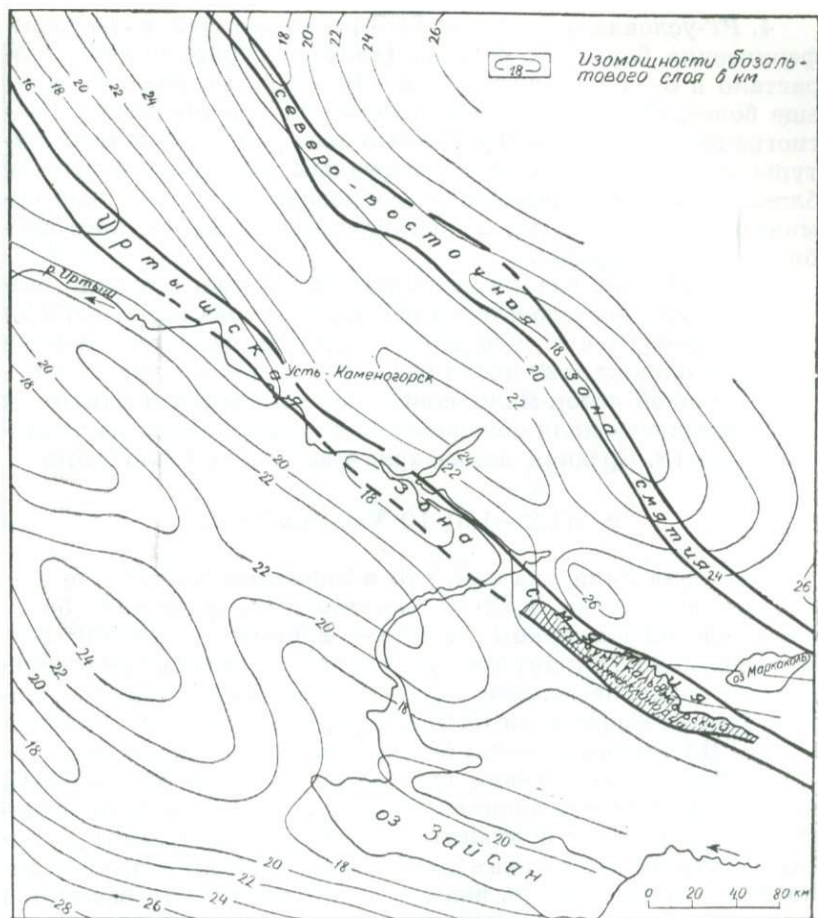
Наблюдения в Северо-Тяньшаньском и Алтайском геотектоногенах дают обширный материал для суждения о механизме в КП и преобразовании ее слов. Отметим главнейшее.

1. Преобразование в КП в течение каледонского и более древних циклов наглядно демонстрируется на примере Северного Тянь-Шаня. Два главных цикла докембрийского амфиболит-гнейсового метаморфизма доказываются наличием двух ориентировок сланцеватости и линейности в древних метаморфитах: более древняя — сланцеватость СЗ—300—340°, \angle 30—80° СВ, линейность ЮЗ—220—240°, \angle 20—45°; более молодая — сланцеватость СВ — 40—60°, \angle 50—80° на СЗ; линейность СЗ \angle 15—70°. Это значит, что еще до каледонского цикла здесь существовал узел пересечения двух метаморфических поясов, двух разновременных ГПЗ. Ориентировка каледонских и герцинских структур субширотная. Развитие позднего магматизма здесь облегчалось подготовленностью для гранитизации более древнего гнейсового субстрата. В образовании геотектоногенов насчитывается 5 циклов, включая альпийское горообразование.

Убедительно выявляется здесь и ступенчатый процесс диоритизации «базальтового» слоя и гранитизации «диоритового» в течение древних циклов и каледонского. В его основе лежит привнос глубинного вещества и тепла в тектонически активной области.

2. Герцинское преобразование ЗК, превращение «диоритового» и «седиментного» слоев в гранитный с еще большей наглядностью прослеживаются на примере Иртышского метаморфического пояса Алтайского геотектоногена. Перед метаморфизмом здесь произошло скучивание породных слоев девона — карбона с области, по крайней мере, втрое превышавшей ширину пояса, что привело к возрастанию мощности преобразуемого, насыщенного водой слоя, способствовало последующему метаморфизму.

3. Области ГПЗ имели довольно четкую ориентировку, различную в разные периоды времени. Поэтому возникли полизональные метаморфические пояса разных направлений. Области древнего метаморфизма — это не однообразное широкое поле континентальных размеров, а опреде-



41. Мощность «базальтового» слоя земной коры для части Юго-Западного Алтая (по Г. П. Нахтигалю, 1973).

ленным образом направленные и упорядоченные системы линейных или сетчатых сланцево-гнейсовых метаморфических поясов в «базальтовом» слое ЗК. Именно в них происходила предварительная подготовка вещества для последующей гранитизации.

4. *РТ*-условия в пределах ГПЗ резко отличались от периферических бортовых частей. Давление периодически возрастало в 3—7 раз, достигая 8—10 *кбар*, а температура — еще более, обеспечивая выплавление габбро-диоритов, плагиогранитов (800—1000°). Избыточные давления и температуры явились результатом встречных движений бортовых блоков, резкого сдавливания, сопровождавшегося экзотермическими реакциями, и поступлением тепла вместе с глубинными растворами.

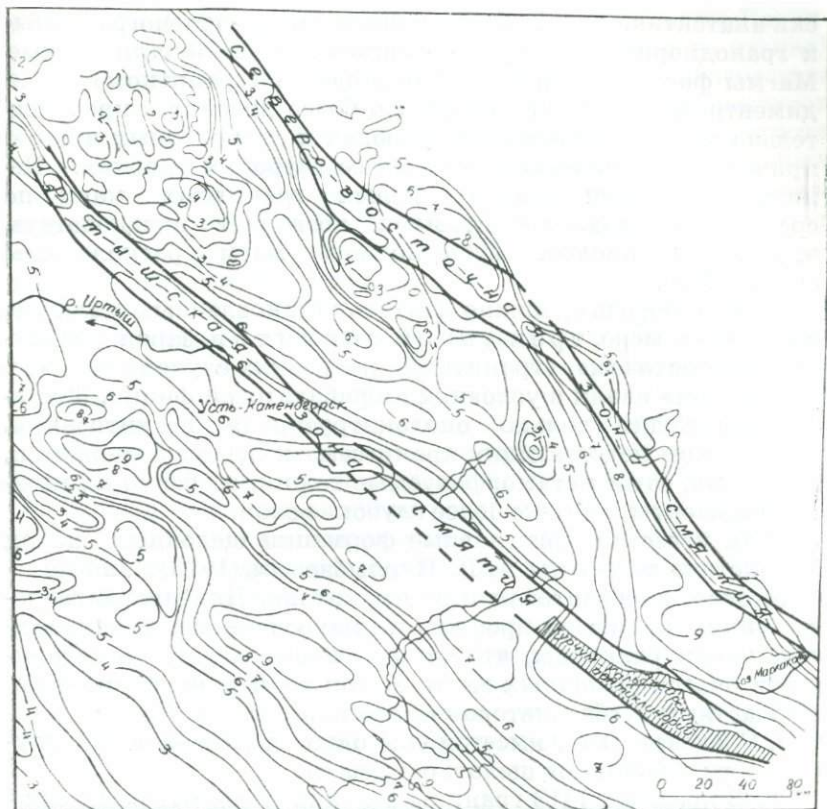
Рассмотрение различных моделей теплового потока позволило ряду исследователей (Е. А. Любимова и др., 1973 г.) сделать вывод о том, что верхняя мантия находится сейчас в стадии охлаждения после разогрева около 3 млрд. лет назад. Тепловой поток мало зависит от конвекции в мантии, и неоднородности поля обусловлены вариацией разреза теплопроводности. Средняя планетарная величина теплопотока

$$q = (1,2 - 1,5) \cdot 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек.}$$

Для сравнения укажем, что в Западном Тянь-Шане она сейчас составляет $1,42 \cdot 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек}$, а самая большая — в Кураминском хребте — $2,55 \cdot 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек}$. Это повышение характерно для горных массивов с разуплотнением подкорковых масс и для Приморья (см. карту теплового потока территории СССР). В периоды активных процессов в ГПЗ тепловой поток был больше в несколько раз.

5. Помимо собственно гранитизации слоев ЗК в ГПЗ происходило еще и локальное насыщение гранитным веществом (интрузии и вулканы) «седиментного» слоя, достигавшее в геомагматогенах до 60% объема. Материал этот явно аллохтонный. Столь значительная разгрузка бассейнов магмообразования в нижних структурных горизонтах приводила к широким явлениям проседания в верхних (чаша Балхашского), в том числе и в линейных, геотектоногенах (Алтайский).

Происхождение гранитов в описанных двух зонах сложное. В очагах гранитообразования наблюдались метасоматические и метасоматически-анатектические граниты. Зона палингенеза, по-видимому, располагалась глубже (поздние граниты Алтая и Тянь-Шаня). Если это так, то и палингенезу обязательно предшествовал метасоматоз, сопровождав-



42. Современная мощность герцинского структурного яруса Алтайского геотектоногена (по Г. П. Нахтигалю, 1973 г.), км.

шийся значительным привнесом в область магмообразования кремнезема и щелочей (летучих и редких металлов). Обновление состава исходных пород при гранитообразовании переменное — от 10—15 до 40—50% (см. табл. 4). От обычных интрузий следует отличать гранито-гнейсовые диапиры областей сдвигания (Иртышский метаморфический пояс).

Ультракислые и субщелочные гранитоиды поздних стадий развития каледонского и герцинского циклов Северного

Тянь-Шаня и Юго-Западного Алтая являются метасоматически-анатектическими. Более ранние габбро-плагиогранитные и гранодиоритовые серии — метасоматически-палингенные. Магмы формировались в «диоритовом», «гранитном» и «седиментном» слоях ЗК, обычно в более древних, предварительно метаморфизованных породах и структурных ярусах, причем анатектические — на более глубоких уровнях. Понижение уровня очагов кислых гранитных магм по сравнению с гранодиоритовыми позволяет предполагать, что очаги кислых субщелочных магм расположены еще глубже.

Таким образом, можно считать установленным наличие, по крайней мере, трех типов гранитов, зарождавшихся в «диоритовом», «гранитном» и в редких случаях — в «седиментном» слоях в условиях амфиболитовой фации. Местами происходит только околоинтрузивная гранитизация. Источником недостающих кремнезема и щелочей являются, во-первых, сами метаморфизируемые толщи, особенно их нижние горизонты, а также более глубокие слои.

Как известно, три главные формации щелочных пород Казахстана выделены А. Н. Нурлыбаевым (1973): апогипербазитовая, апобазитовая и апогранитная. Для них характерен также калиевый профиль и приуроченность к наиболее глубинным разломам, что также свидетельствует о глубинности очагов щелочных магм. Автор подчеркивает их связь с областями в «базальтовом» слое или даже в верхней мантии. Следовательно, имеется еще одно подтверждение глубинности источников щелочности магм.

6. В пределах ГПЗ границы верхних слоев КП резко подняты, в частности, «гранитный» слой приближался до 2—3 км к поверхности, тогда как в неактивизированных блоках он находится на глубинах 5—10 км и более.

Вдоль Тянь-Шаньской и Алтайской ГПЗ (так же, как и вдоль остальных) в соответствующие периоды формировались мощные очаги магматизма, охватывавшие зоны на всю их длину. Особенно емкими они оказались для гранитоидного магматизма поздних стадий — размещались в «диоритовом» и «гранитном» слоях. Их продукты в виде интрузий и вулканитов распространялись достаточно широко по латерали, часто за пределы осевых зон разломов, смятия и метаморфизма.

7. Послегранитные малые интрузии пестрого базальтоидного состава (байназарский комплекс в Центральном Казахстане, миролюбовский — на Алтае, дайки «второго этапа») оказываются безрудными именно вследствие образования их за счет уже переработанных меланократовых реститов после гранитизации в очагах. Этим объясняется и пестрота их состава при незакономерном чередовании многофазных инъекций. Подобные внутрикоровые образования, завершающие гранитоидный магматизм поздней стадии, следует отличать от рудоносных базальтоидов ранних стадий развития с очагами в мантии, где они являются ранними выплавками.

8. Гипербазиты сейчас представлены реликтами более древних и ранних магматических тел — интрузий, залегание их вторичное. В Тянь-Шане это «всплывшие» остатки более крупных тел, корродированных и поднятых при гранитизации. На Алтае помимо указанного механизма мы сталкиваемся еще и с тектонически перемещенным серпентинитовым меланжем внутри родственных горизонтов габбро-диабазов, составляющих вместе с гипербазиитами одну серию ранней стадии герцинского развития геотектоногенов.

9. Геохимическая специализация гранитоидов, как показали прошлые исследования, носит смешанный характер: частично она флюидная ювенильная (привнос вместе с кремнеземом и щелочами хлора, фтора, металлических элементов), частично же унаследованная от исходных пород (Fe, Ni, Cr, Cu, Au и др.), переживших сложную геохимическую эволюцию.

Массоперенос

Нарушение сплошности ЗК, облегчение связи глубинных частей с поверхностными в ГПЗ, естественно, расстраивали установившееся равновесие поля и вызывали появление резких градиентов P , T и химической несовместимости. В этом кроется главная причина всех последующих процессов, которые затем уже совершались ритмически-эволюционно в условиях меняющихся напряжений растяжения — сжатия механизма ГПЗ. Основное внимание ниже уделяется вертикальной миграции.

Восходящий массоперенос обусловлен гравитационным механизмом, когда падение давления способствовало высвобождению и продвижению вверх по КП летучих, более легкоплавких, объемных и легких компонентов ЗК и расслоенной верхней мантии.

Нисходящие движения связаны, главным образом, с проседанием блоков ЗК при раздвижении и разгрузке нижележащих горизонтов (возникновение «шеек», разрывов, разгрузка первичных магматических бассейнов), а также с вклиниванием при столкновении плит.

Формы переноса вещества, по всем геологическим и физическим данным, внутри и между частями КП в условиях относительного переменного сжатия и растяжения могут быть сквозными и диффузными.

А. Сквозные формы:

1. Механическая — тектоническое выжимание пластич-

ных (протрузии) и более жестких блоков в пластичной оболочке (серпентинизированные гипербазиты), вклинивание, будинаж, меланж (сжатие); проседание, обрушение (растяжение).

2. Магматическая — интрузивная и вулканическая с остановками на промежуточных уровнях с образованием периферических бассейнов (растяжение).

3. Флюидная — газовые, газовой-гидротермальные и другие сложные тепломассопотоки вдоль секущих каналов (растяжение).

Б. Д и ф ф у з н ы е ф о р м ы :

1. Метаморфическая — перераспределение и упорядочение вещества внутри слоев, горизонтов, геологических тел (сжатие).

2. Метасоматическая — привнос — вынос компонентов с продвижением обменных границ вдоль диффузионных фронтов (например, рост гранито-гнейсовых куполов, сжатие, растяжение).

Экспериментально на природных объектах при нагревании блоков пород были получены термоконвекционные флюидные системы, локализовавшиеся вдоль зон циркуляции (Дударев и др., 1972, 1973 гг.). При этом возникали две подсистемы: в первой происходило термодиффузионное разделение компонентов, а во второй, в области подтока, появлялась зональность по отношению к нагревателю; тенденции разнонаправленные. Смена режима растяжения — сжатия существенно влияет на формы массопереноса. Наибольшие масштабы продвижения достигаются в условиях растяжения.

По мнению ряда исследователей, ЗК действует как фильтр (Р. Гилл, 1973 г. и др.), пропуская сквозь себя более легкие кислые магматические расплавы из промежуточных бассейнов дифференциации, тогда как более тяжелые остаются на месте, застывая в виде пород основного состава. Нужно только внести поправку за счет различия вязкости. Вероятно, это служит причиной чередования интрузий разного состава, а особенно часто — пестроты вулканического разреза, для объяснения которой обычно ищут различные по составу очаги.

Для удобства рассмотрим некоторые сведения о миграции компонентов в отдельных частях КП.

Миграция из верхней мантии

Специальное исследование объемных показателей основных компонентов пород выполнено Г. В. Ициксон (1972 г., 1973). Ею приведены такие удельные объемы некоторых атомов, ионов и комплексных радикалов:

V/M	Атомы, ионы и комплексные радикалы
Более 1,0	He^0
1,0—0,7	$\text{N}_2^0, \text{Ar}^0$
0,7—0,6	$\text{O}^{2-}, \text{Cl}^{1-}$
0,6—0,5	F^{1-}
0,5—0,4	H^0, Kr^0
0,4—0,3	$\text{Br}^{1-}, \text{J}^{1-}$
0,3—0,2	K^{1+}
0,2—0,1	$(\text{SiO}_n)^{m-}, [\text{AlO}_i]^{l-}, \text{Na}^{1+}, \text{Li}^{1+}, \text{Rb}^{1+}, \text{Cs}^{1+}, \text{Be}^{2+},$ $[\text{PO}_i]^{3-}, [\text{SnF}_6]^{2-}, [\text{WO}_i]^{2-}$
0,05—0,03	$\text{Mg}^{2+}, \text{Mn}^{2+}, \text{Ti}^{4+}$
0,03—0,01	$\text{Fe}^{2+}, \text{Cr}^{3+}, \text{Ni}^{2+?}, \text{Pt}^0, \text{Pd}^0$

Ниже излагаются некоторые высказанные ею положения, основанные на данных многочисленных специальных исследований.

Решающее значение для перераспределения элементов в гравитационном поле Земли приобретает удельный объем мигрирующих частиц. Общая тенденция — достижение максимального термодинамического равновесия в пределах катионно-кислородного каркаса внешней части земного шара. Из мантии происходило избирательное выплавление тех элементов, которые образуют в расплавах и растворах комплексные ионы с кислородом и элементы, мигрирующие в ионной форме (с большими радиусами ионов). Транспортерами кислорода являются Si, Al, H, C и др.; в ионной форме — K и редкие щелочи. Главное при этом — вынос кремнекислородных и алюмокислородных комплексов, а также крупных ионов K в верхние оболочки.

По А. П. Виноградову (1959 г.) и другим исследователям, происходит дегазация и дегидратация мантии, усиленная в ГПЗ, а исходя из удельных объемов соединений происходит

также вынос из мантии тяжелых металлов (Sn, W, Mo, Ta и др.) благодаря созданию крупных прочных комплексных ионов. Нам думается, что для упомянутых элементов все же ведущей является магматическая форма, тогда как для H возможен перенос при дегазации. Роль водорода полностью еще не оценена. Несомненная важность H, даже если не принимать во внимание гипотезу гидридного состава ядра Земли, заключается не только в том, что это мощный теплоноситель, — он является и главным компонентом большой массы гидросферы, хотя последняя могла возникнуть и за счет таяния космического льда.

В процессе образования ЗК участвует относительно тонкий, в несколько сот километров, слой верхней мантии (учитывая, что глубина выплавок андезита 60—100 км, кимберлита, пикрита 100—150 км, а раздел Бейерли 400 км), где происходит перераспределение вещества и расслоение (рис. 16).

Усиление расслоения верхней мантии наблюдается особенно четко под линейными геотектоногенами. Мы уже приводили в качестве примера Успенский, Алтайский, Уральский и Северо-Тяньшаньский геотектоногены. Аналогичные данные имеются и по полициклическому Байкальскому региону, под которым в верхней мантии обнаружен аномальный слой с пониженной скоростью и мощностью более 10—12 км (Н. Н. Пузырев и др., 1973 г.).

«Базальтовым» слоем покрыта поверхность всей планеты, что говорит о полном завершении «базальтового» периода развития ЗК. «Диоритовый» слой имеется под континентами и в СОХ, отсутствует на значительной площади океанского дна (около половины поверхности Земли); то же относится и к «гранитному» слою. Из этого видно, насколько велики еще возможности разрастания ЗК.

Самый интенсивный процесс выделения сиаля совершается возле поверхности М. Он активизировался сейчас в связи с началом в отдельных сегментах нового тектонического антропогенового цикла (исходя из цикличности фанерозоя до завершения альпийского цикла осталось еще около 18 млн. лет).

Первичная кора формировалась в условиях господства механизма зонной плавки с последующим вулканизмом. В тонкой базальтовой коре возникали, по-видимому, одновре-

менно сетчатые и линейные системы ГПЗ. Только в последующем первые стали преобладать на континентах, а вторые — в океанах.

Г. В. Ициксон отмечает важность гравитационного перераспределения вещества Земли и для тектонической эволюции. Образование более кислой ЗК на месте гипербазита в мантии и в «базальтовом» слое сопровождается увеличением объема (объем элементарной ячейки минералов в расчете на 1 ион кислорода в кубических ангстремах: эклогит — 16,3—18,0; перидотит — 17,9; гранат-кристаллические сланцы — 19,3; амфиболит — 20,0; габбро — 20,3; диорит — 20,7; гранит — 21,6). В целом показатель объема для верхней мантии составит 18 кубических ангстремов, базальтового слоя — 19,8; гранитного — 21,4. Увеличение объема при переходе верхняя мантия → «базальт» равен 10%, а «базальт» → «диорит — гранит» — 8%. Следовательно, в узкой оболочке ЗК происходит расширение объема вещества (но это еще не означает расширения Земли в целом).

Мантийное происхождение базальтов доказывается и наличием в них ксенолитов гипербазитов, как, например, в покровах третичных дифференцированных базальтоидов Северного Квинсленда (Стефенсон, Гриффин, 1973 г.). Поскольку гипербазиты ассоциируют обычно с габброидами, внедряются вслед за офиолитовыми вулканитами на ранней стадии развития ГПЗ (пример — выявленная недавно цикличность формирования Ветреного пояса Карелии), их следует считать более основными выплавками из верхней мантии, а не просто вытолкнутыми ее кусками. Об этом же свидетельствуют данные многих авторов (Зимин, 1973 г.; Велинский, Пинус, 1973 г.; Слюсарев, Куликов, 1973 г.; Жданов, 1973 и др. в сб. «Пробл. петрологии гипербазитов складчатых областей»), а также находки в океанских желобах.

Как было показано экспериментально (Хитаров и др., 1973), дифференциация глубинных расплавов, явления ликвации, могли обеспечить и чисто магматическое происхождение щелочных магм «базальтового» и вышележащего слоев. С щелочными магмами эффузивов и интрузивов связаны многие карбонатиты.

По данным Д. Грина, А. Рингвуда (1968), из пиролита при $P=13,5-18$ кбар и $T>1150^{\circ}\text{C}$ вообще может происходить выплавление базальтовых магм изменяющегося со-

става (от базанитовой до толеитовой) от 15 до 30% (рис. 17). Уровень образования базальтовых магм, по Д. Х. Грину (1973 г.), определяется положением слоя пониженных скоростей в мантии, более насыщенного водой, что при $T=1200-1100^{\circ}\text{C}$ и $P=10$ кбар ($H=35$ км) также обеспечивает выплавку до 30% базальтовой магмы (разного состава) из пиролита. По его мнению («Tectonophysics», 1973, № 3), различные продукты возникают при разной степени выплавления из пиролита, определяемого температурой и давлением воды. При большем выплавлении ($>20\%$) получается толеитовая магма, при меньшем — щелочная и даже кимберлитовая. Под СОХ условия обеспечивают выплавление толеитовой магмы, под плитами — щелочной, под островными дугами — андезитовой или даже дацитовой.

Другие расчеты возможной модели формирования ЗК за счет материала верхней мантии выполнил Ю. М. Шейнманн (1972). При всей их условности (рассматривались разные примеры, принимались в расчет разные модельные составы), можно все же предположить возможность получения из пиролита мощной ЗК при условии 20% выплавления из него вещества до глубины 250—300 км. В этих расчетах не учтен тот факт, что континенты составляют всего $1/3$ поверхности Земли и, кроме того, то, что дальнейшее преобразование ЗК происходило главным образом за счет материала коры, в том числе седиментного океанского. Наконец, теперешний состав верхней мантии может не соответствовать первичному ее расслоению, поскольку из него уже произошло выделение материала ЗК, а это самое главное. При этом и всех других расчетах особенно трудной оказалась проблема дефицита калия. В гипербазитах, которые обеднены щелочами (табл. 1, 2), установлено наличие К и Na не только в слюдах, но и в минералах ряда меррихьюит — реддерит, присутствующих в оливине (О. М. Глазунов и др., 1973 г.), что связывается с влиянием летучей фазы при кристаллизации расплава.

Не исключена и предложенная В. С. Соболевым (1973 г.) модель, согласно которой происходит вторичное обогащение базальтовых магм калием и водой за счет поглощения богатых флогопитом горизонтов, якобы находящихся на границе мантия — земная кора (но ведь и они имели своих предшественников!). При таком допущении не находит пока

объяснения привнос собственно калия и воды при гранитизации амфиболитов и генерации поздних калиевых гранитоидных магм. Здесь более уместно предположение об экстракции калия на пути продвижения трансформированных растворов (H_2O , CO_2) через породы нижней — средней части КП, обогащавшихся попутно и водой.

О мощной дегазации верхней мантии при формировании первого слоя ЗК свидетельствуют многие факты. Так, по изотопному составу серы в древних осадках сделан вывод о том, что биосфера и кислородная атмосфера (древние коры выветривания) начали формироваться более 3,5 млрд. лет назад (А. П. Виноградов, 1973 г. и др.). Собственно, время появления атмосферы и гидросферы на Земле может быть определено и по возрасту первых осадочных пород. Предполагается также, что объем биосферы, само наличие и состав воды океанов и атмосферы существенно не изменились за последние 2 млрд. лет. Для ортоамфиболитов $O_{cp}^{18} = 6,3\%$, а для параамфиболитов $O_{cp}^{18} = 11,9\%$. Это говорит о том, что кислород с докембрия вначале менялся к более «легкому», чем в настоящее время, а затем «утяжелелся» изотопом O^{18} в фанерозое (Сидоренко и др., 1973 г.). Вулканизм признается сейчас главным механизмом выноса и накопления глубинного вещества на поверхности. Фумарольные выделения из мантийных лав вулкана Килауэа кроме резко преобладающей воды содержат еще CO_2 , SO_4 , H_2S , H_2 , He, что косвенно подтверждает предположения о сложном составе мантийных эманаций, производивших «промывание» пород в КП.

Если формирование «базальта» путем широко и мощно проявленного латерального магматизма (вулканизма) в «базальтовый» период развития ЗК сопровождалось существенным изменением состава (механизм зонной плавки и выщелачивания), то ультраметаморфизм в более позднее время местами носил изохимический характер (условия высоких P , T). Об этом свидетельствуют исследования Северо-Байкальского и Патомского нагорий, Южной Карелии, древнего массива Судет (Совьи горы). Даже при снижении температуры во многих случаях сохраняется изохимичность. В гранулитах алданского типа (Г. М. Другова и др., 1972 г.) выделяются последовательные ступени изменения пород, соответствующие кордиерит-гиперстен-ортоклазовой, биотит-кор-

диерит-гранат-ортоклазовой и биотит-силлиманитовой субфациям метаморфизма ($P=5-9$ кбар).

Глаукофановый метаморфизм, по Н. Л. Добрецову и Л. Г. Пономаревой (1972 г.), также имел изохимический характер. Различие между метабазитами и базальтами заключается в обогащении первых Na_2O и обеднении K_2O . Метабазиты глаукофановых сланцев не отличаются по составу от зеленосланцев той же серии. Значит, перераспределение щелочей произошло до глаукофанового метаморфизма (очевидно, низкие T и высокое P ограничились возможность обмена веществ).

Эклогиты Казахстана отличаются от среднего базальта (табл. 4, 7) пониженным содержанием щелочей, особенно калия, что может быть связано с их выносом при повторном метаморфизме, а также принадлежностью к гранулитовой фации. Заметное обогащение щелочами и кремнеземом произошло уже в кристаллических сланцах (обеднены натрием) и, особенно, в гнейсах, что может служить доказательством привноса этих компонентов из мантии, поскольку латеральное перераспределение веществ в «базальтовый» период имело источником обогащения также верхнюю мантию. О преобразовании гипербазитов (серпентинизация в океанской коре, метасоматоз) и наращивании за их счет «базальтовой» и «гранитной» оболочек (на материалах Каратау) писали Г. И. Макарычев и В. И. Пазилова (1973).

Оценивая в общем количественную сторону массопереноса, мы можем утверждать, что «базальтовый» слой почти целиком произошел из материала верхней мантии, а местные изменения состава слагающих пород обусловлены главным образом последующими процессами, поскольку в дальнейшем он играл роль промежуточного, «буферного» горизонта. Приращение слоя происходило главным образом снизу на ранней стадии цикла механизма ГПЗ и только частично сверху (эклогиты, гранулиты) уже в более поздние стадии развития ЗК. Уменьшалась мощность слоя снизу (коррозия «корней гор», стачивание при дрейфе) и по преимуществу сверху — в позднюю стадию цикла (переход в «диоритовый» слой), а также за счет выноса вещества из его внутренних частей.

Частичное поглощение мантией вещества ЗК было возможно в средние стадии развития ГПЗ при столкновении

Составы древних метаморфических
(из работы И. А. Ефимова, 1971 г.; по данным И. А. Ефимова,

Ком- понен- ты	Сланцы				Эклогиты и продукты их изменения							
	Кокчетавский массив			Мак- бал	Кокчетавский массив							
	Средние составы	Кв-Гр- Ди-Му	Кв-Сил- Бг		Кв-Гр- Му	Ру экл.	Кв-Ру экл.	Кв-Ам экл.	Алм-Ам	Амфи- болиты	Кв-Гр породы	
				42*								11
SiO ₂	63,70	62,8	58,70	66,7	48,60	48,85	48,42	48,6	47,37	48,96	64,80	
TiO ₂	0,90	0,90	0,91	1,9	2,37	2,80	2,51	2,21	2,26	1,01	0,77	
Al ₂ O ₃	19,29	19,90	23,00	13,3	13,60	12,79	14,03	15,71	15,06	15,77	11,76	
Fe ₂ O ₃	1,81	1,60	1,70	1,60	3,19	2,44	5,55	3,24	3,45	1,87	2,00	
FeO	4,62	4,60	5,96	5,7	12,85	16,02	12,37	11,86	12,04	17,93	12,79	
MnO	0,16	0,10	0,10	0,04	0,20	0,24	0,21	0,14	0,25	0,55	0,88	
MgO	2,40	1,80	2,40	3,9	5,14	4,62	3,67	5,8	5,40	7,39	4,62	
CaO	0,50	1,40	0,50	0,7	11,32	9,67	9,89	10,95	10,35	4,05	1,81	
Na ₂ O	0,44	0,50	0,26	0,6	1,95	1,71	1,48	1,68	1,99	0,27	0,04	
K ₂ O	3,33	3,70	2,85	3,03	0,24	0,14	0,3	0,75	0,67	0,47	0,15	
P ₂ O ₅	0,13	0,10	0,08	0,2	0,23	0,34	0,37	0,15	0,27	0,18	0,05	
H ₂ O ⁻	—	0,44	0,24	0,2	0,30	0,12	0,72	0,59	0,15	—	—	
H ₂ O ⁺	—	0,40	2,50	1,7	0,38	0,38	0,34	0,30	0,10	—	—	
П. л. п.	2,48	2,10	0,33	0,9	0,03	0,24	0,10	0,7	0,41	1,29	0,01	
Сумма	99,81	100,34	99,79	99,57	100,40	100,36	99,96	101,09	99,75	99,74	99,69	

Примечание. Объемные веса эклогитов 3,07—3,37, рутиловых — до 3,49.

* Цифры этой графы обозначают число анализов.

пород Казахстана
Розена, Киселева, Израилева и др., 1962—1971 гг.)

Грани- тогней- сы	Гнейсы				Эклогиты				СССР
	Актюз				Киргизский хребет			Ак- тюз	
	Бг	Му	Бг-Рог		Ру	Кв	Кв-Гр		
								Базальт	
5	1	1	1	1	3	7	4	5	128
71,83	71,84	70,63	67,20	65,82	48,53	52,35	58,72	47,00	48,91
0,37	0,78	0,43	0,66	0,44	2,95	2,03	1,82	2,60	1,63
13,76	13,11	14,76	11,01	14,54	14,69	13,43	13,56	14,57	16,44
1,18	4,01	2,72	2,65	1,17	3,75	4,19	1,89	5,12	4,90
2,13	4,01	1,14	5,64	5,28	11,91	11,08	13,15	11,10	6,09
0,03	0,10	0,03	—	—	0,19	0,14	0,37	0,24	0,21
0,86	2,43	1,00	6,13	3,62	6,03	5,15	3,42	4,68	5,88
0,96	1,69	1,07	0,23	1,06	7,95	7,20	5,49	9,23	8,78
2,04	1,15	5,00	0,59	0,51	3,21	2,33	0,33	3,16	2,70
4,99	3,60	2,70	2,40	3,80	0,80	0,99	0,20	0,70	1,41
0,07	—	—	—	—	0,31	0,27	0,41	0,90	0,44
					0,10	—	—		
0,20	0,83	—	4,16	2,48	0,76	0,30	0,11		2,61
0,90	1,43	0,58	CO ₂ =0,08	CO ₂ =0,61	0,05	0,92	—	0,60	
99,32	100,97	100,06	100,78	99,33	100,56	100,08		9,90	100

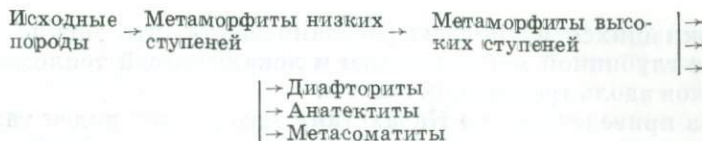
бортов плит и сплющивании слоев, при которых резко возрастала мощность, появлялись «корни». В этом случае наступала быстрая коррозия нижних частей вклинённых пластин, состоящих в основном из базальтового материала самого нижнего слоя ЗК (образование эклогитов).

Миграция из «базальтового» слоя в «диоритовый» и «гранитный»

Если переход «базальта» в «диорит» связан главным образом с некоторым уменьшением его плотности (до 2,9—2,7) и в меньшей мере с изменением состава (меньше Fe, Mg, Ca, больше Al, Na; табл. 1, 2), то уже «гранит» резко отличается не только по плотности, но и по составу. Особенно резко возрастает в нем содержание Si, K, O, Na и уменьшается — Fe, Mg, Ca (табл. 2). При этом участвуют оба вида миграции — диффузная и сквозная.

Источником привноса становится и «базальт», о чем можно судить по изменению состава эклогитов (табл. 7). Пути эвакуации мафических компонентов при гранитизации до сих пор мало выяснены. Трудности заключаются в том, что докембрийские метаморфиты лишены перекрывающего синхронного чехла, который должен был бы нести следы ореола базификации, хотя сами осадки явно обогащены железисто-карбонатными формациями — следствием дебазальтизации. В более молодых зонах области переотложения с сопоставимым балансом выноса — привноса отчетливо не зафиксированы. Правда, Н. П. Семененко (1963) указывает на наличие передового фронта базификации в Украинском кристаллическом массиве, где при замещении гранитами вмещающих пород во фронтальной части на некотором расстоянии возникает зона Ca—Mg—Fe—Si метасоматоза, аналогичные данные приводятся для Алдана и Урала. Помимо предполагаемого «разбавления» сиалическими компонентами для начальных стадий гранитизации можно еще допустить механизм перераспределения, особенно наглядный в парагнейсах, в которых существенно гранитоидные полосы (вынос железа и магния) чередуются с базальтоидными (привнос железа и магния).

Изучение метаморфизма в средней части КП все более подтверждает тот факт, что он был многоступенчатым и имел в общем такую последовательность:



Вначале он носил в общем изохимический характер, и только потом на прогрессивной и регрессивной стадиях становился аллохимическим. Об этом свидетельствуют приведенные выше данные, а также материалы по хорошо изученному метаморфизму ладожской формации, ленточных парагнейсов Южной Норвегии, Канадского щита, где происходило лишь местное перемещение компонентов. Та же картина наблюдается и в метаморфитах Патомского нагорья (Миловский и др., 1973 г.), где происходил лишь межслоевой обмен (исходные известняки, силициты, пелитолиты, аргиллиты). Наряду с этим, вероятно, позднее привносились снизу V, Ni, Co, Pb, Zn. При формировании гранулитовых фаций нижней части КП повсюду происходило вытеснение воды и щелочей. На примере Внутренних Гебрид (Шотландия) показано, что при этом выносились также K, Rb, Y, Nb, TR, обогащавшие лежащие выше породы амфиболитовой фации в средней части КП (Драри, 1973 г.).

Переход от кристаллических сланцев к гнейсам является весьма важной ступенью. Как отмечает Н. П. Семененко (1972), он характеризуется дегидратацией, переходом структур слоистых силикатов к каркасным, сопровождаемым ленточными и цепочечными магнезиально-железистыми силикатами. Каркасные структуры, по его мнению, также обычны для роговиковой ступени. В отличие от гнейсовой ступени для нее характерна меньшая упорядоченность, неполная полевошпатизация, типичны прорастания; алюминий здесь входит в состав контактово-метаморфических кордиерита, андалузита, ставролита. Я. Н. Белевцев (1963 г.) обращает внимание на появление молекулы анортита как показатель того же перехода к гнейсовым ступеням, сопровождающегося началом роста плагиоклазов.

В докембрийских базитах Кольского полуострова метасоматоз имел в основном калий-кремниевый характер (А. К. Симон, Островская, 1972 г.) в условиях эпидот-амфиболитовой фации. При диафторезе происходило окремнение. Здесь отчетливо проявлена линейность узких зон метаморфизма,

наложившихся на полосы расщепления, что можно связать с глубинной мобильностью и локализацией тепломассопотоков вдоль трещинных систем.

Из приведенных по Казахстану материалов виден также некоторый разрыв между веществом, метаморфическими процессами в древнейших породах и составом более молодых структурных наслоений фанерозоя. Для других районов подобное явление уже было отмечено Ю. М. Шейнманном. Причина этого не только разрыв во времени, но и смена режима; в отдельных случаях это и наполнение соседних пластин из молодых образований.

Преобладающее развитие гранитизации в приподнятых геосинклинальных блоках объясняется локализацией тепловых потоков вдоль ГПЗ. Ранняя гранитизация привела к вспучиванию структур; повторная гранитизация облегчалась, во-первых, концентрацией тепломассопотока, во-вторых, предварительной метаморфизованностью пород, в-третьих, наличием остаточных резких температурных градиентов. Все это способствовало анатексису и палингенезу. Предполагается, что с этим механизмом связана и ритмичность многофазных плутонов.

Д. С. Коржинский (1973) считает, что первичные породы, а затем и гранитоидные магмы раскислялись (дебазифицировались) под воздействием сквозьмагматических растворов (метамагматизм). Однако известно, что помимо воздействия кислых растворов (с повышением их кислотности при переходе газов в жидкость) при гранитизации метабазитов происходил привнос щелочей и кремнезема глубинного происхождения. Источник именно этих компонентов в верхней мантии остается все же недостаточно выясненным. Геофизики склонны объяснять это влиянием слоя астеносферы, где происходит частичное плавление.

Натриевые метасоматиты по гнейсам и гранитам, как показали исследования (Готман, Голева, 1973), образовались с привнесением Na, Al, H₂O и углекислоты и выносом SiO₂; перераспределялись Ca и Mg. Правда, экспериментально установлено, что один и тот же тип метасоматических изменений может вызываться различными по составу растворами (В. А. Жариков, Г. П. Зарайский, 1972 г.).

Свое значение сохраняет зональность метаморфических поясов, независимо от того, как оценивается влияние

тех или иных факторов (рис. 43). В Южном Улутау (А. И. Филатова, И. З. Филиппович, 1972 г.) в осевой части зоны расположены плагиогранито-гнейсы, по периферии — порфиروبластические гнейсы, переходящие в кристаллические сланцы бектурганской и аралбайской серий зеленосланцевой фации. Размер гнейсового массива $80 \times 5 - 15$ км. Для него наиболее типичен натровый метасоматоз, широкое развитие плагиоклазов и особенно альбита. О выносе можно судить и по тому, что в Центральном Казахстане терригенно-осадочные породы докембрия отличаются от метавулканитов повышенным содержанием элементов группы железа, а также меди и цинка и пониженным — свинца, олова, ниобия, бериллия и редких элементов, нарушением связей между концентрациями внутри групп (В. Г. Фролов, 1973 г.).

Тенденции к изменению содержания элементов-примесей в связи с усилением метаморфизма в породах разных фаций достаточно отчетливы (табл. 8). Следовательно, миграция

Таблица 8

Содержание элементов-примесей в метаморфитах Северо-Байкальского нагорья и Приладожья
(Хильтова и др., 1971 г.), г/т

Элементы	Фаши Северо-Байкальского нагорья			Фаши Приладожья		
	зеленосланцевая	эпидот-амфиболитовая	амфиболитовая	зеленосланцевая	эпидот-амфиболитовая	амфиболитовая
Pb	3,4	2	1,4	2,2	2,4	2,1
Sn	7,5	5,1	2,4	2,8	2,6	1,9
Ga	8,4	8,2	8,8	8,0	12,0	32,0
Ni	20,0	17,0	16,9	35,0	24,0	24,0
Cu	17,5	15,0	14,0	21,4	19,0	18,0
Zr	74,0	62,0	69,0	50,0	56,0	68,0
Ba	127,0	145,0	163,0	130	210	196
Sr	294	377	510	410	157	210
V	43,7	39,7	41,8	47	41	68
Cr	37,6	19,1	26,2	50,0	32	41
Be	1,9	1,8	2,4	2,1	1,8	1,0
Ce	5,1	4,0	5,6	8,9	8,9	10,2
Yb	1,3	1,4	1,4	0,5	0,9	0,9

рудогенных элементов внутри зон метаморфизма достигает 40%, а за их пределы в условиях амфиболитовой фации — даже 70%.

Я. Н. Белевцев (1972) приводит данные подсчетов содержания малых элементов, выполненных В. А. Горлицким, для пород Украинского и других щитов и кристаллического фундамента платформ.

Установлено, что с усилением метаморфизма количество металлов в породах сокращается от фации зеленых сланцев до гранулитовой. Например, содержание Cr, V, Mn, Ni, Cu, Zn, U, Co, Pb в зеленосланцевой фации составляет в среднем около 0,16%, а в гранулитовой — уже только 0,09%, хотя в амфиболитовой кое-где отмечается и повышение. Отклонения, по-видимому, связаны с исходным составом пород, ибо в некоторых гранулитах повышены содержания V, Zn, Cu, в амфиболитах — Mn, зеленых сланцах — Fe, U, Pb; особенно это относится к метавулканитам. Для эклогитов Норвегии с усилением метаморфизма намечается обеднение ураном.

Интересны данные о содержании рудогенных элементов в породах Канадского щита (Нью-Квебек, район Киватин; Eade, Fahrng, 1973 г.), z/T :

	Ni	Co	Cu	Zn	Pb	Ag
Вулканиды, метавулканиды и осадочные породы	192	46	77	77	7	0,194
Сланцы, парагнейсы, амфиболиты	41	—	44	56	20	0,06
Гнейсы и сланцы	53	—	32	53	11	0,044
Парагнейсы, мигматиты, гранито-гнейсы	22	—	28	58	17	0,087
Граниты глубинные	3	—	23	58	23	0,12
Граниты и монзониты гипабиссальные	26	4	27	81	20	0,071
Среднее для всего района	24	14	32	55	17	0,09
Среднее для Канадского щита	19	—	26	60	18	—

Как видно, и здесь в связи с усилением метаморфизма исходных пород происходил вынос рудогенных элементов.

Можно согласиться с выводом Я. Н. Белевцева и др. о том, что в процессе метаморфизма рудогенные элементы перемещались из зон высоких ступеней в зоны низких ступеней (70—75% от исходного содержания). Если в исходных осадочных породах это были аутигенные, сорбированные, солевые, пленочные и кластические образования, то при метаморфизме они переходили в изоморфные составляющие,

самостоятельные минералы и включения в минералах. Очевидно, важное значение при этом имела и гомогенизация, сопровождавшаяся более равномерным рассеиванием первичных скоплений. Симптоматично, что в палингенных гранитоидах и мигматитах содержания рудогенных элементов даже ниже, чем в исходных ультраметаморфитах.

С усилением метаморфизма меняется соотношение закисного и окисного железа (в пользу первого), происходит вынос золота и других металлов. Видимо, на подобных примерах построено утверждение А. А. Маракушева (1972) о том, что привнос — вынос компонентов не может служить основой разграничения метаморфических и метасоматических процессов. Это заключение практически направлено на стирание граней между этими явлениями, с чем нельзя согласиться, так как эти явления приводят к совершенно различным геологическим последствиям. Правда, существуют совмещенные, или переходные, процессы, когда проявляют себя и метаморфизм (вынос летучих), и метасоматоз (например, гранитизация в экзоконтактах). Появление же глубинных фильтрующихся флюидов всегда приводит к метасоматозу.

Петрохимия «выноса — унаследования» представляет особый интерес. Вынос ряда компонентов при гранитизации и палингенезе на глубине должен компенсироваться привносом их во вновь образованных аллохтонных плутонах седиментного слоя; такое обогащение возможно и на пути в камеру из боковых пород (диффузно-вакуумный эффект).

Из существующих гипотез появления магматических расплавов в верхней мантии и слое «базальта» мы отдаем предпочтение тем, которые магмообразование объясняют снятием некоторого давления в стадии растяжения при раздвигании или вертикальном смещении блоков, сопровождавшимся привносом воды, поскольку температуры здесь и так достигали точки плавления. Падение давления, возникновение сквозных систем одновременно вызывали (это очень важно) появление глубинных тепловых потоков, что резко повышало температуру и в верхних частях КП и усиливало магмообразование с продвижением фронта в слой «диорит — гранит» (Левинсон-Лессинг, 1933 г.; Усов, 1940 г.; Йодер, 1952 г.; Куно, 1957 г.; Аффен, 1959 г.; Кузнецов, 1964 г.; Бейли, 1964 г. и др.). Поэтому развитие сквозного магматизма достигало своего максимума в ранние и поздние стадии

развития ГПЗ, тогда как в среднюю активизировались больше метаморфические процессы.

Ультраосновной и основной состав магм в ранние стадии каждого цикла, высокие температуры их плавления позволяют считать, что соответствующие очаги находились в верхней мантии, а затем сместились в слой базальта. Преобладающе гомодромный профиль развития состава последующих магматитов, снижение температуры плавления, наконец, непосредственное изучение продуктов средней части КП, выявление плутонов полигенетического типа (корневая часть автохтонная, верхняя аллохтонная) достоверно указывают на смещение очагов гранит-липаритового магмообразования вверх в «диорит-гранитный» слой (Щерба, 1960, 1965; Ю. А. Кузнецов, 1964 г.; В. А. Магницкий, 1964 г.; В. В. Белоусов, 1966 г. и др.), где температуры в средней части КП превышают 650°C , что доказано и непосредственными исследованиями на Алтае.

Таким образом, избыточная теплота плавления из очагов нижней части ЗК одновременно с общим тепломассопотоком передавалась по колонне вверх, способствуя миграции очагов расплавления со все снижающимися температурами (снижение давления, подкисление состава; Г. Н. Щерба, 1963 г.; Ю. А. Кузнецов, 1964 г.).

Гранитизация в общем случае — кремнещелочной метасоматоз. Баланс привноса — выноса, да и сама гранитизация во многом зависят от состава гранитизируемых пород. В одном случае (по песчаникам и кислым вулканикам) вообще может не происходить никакого привноса, кроме воды, в другом привносятся (и остаются) только два компонента (по сланцам — кремний и натрий, по натровым вулканикам — кремний и калий), а в большинстве случаев привносятся все три — кремний, натрий и калий.

В последнее время большое внимание уделяется проблеме миграции и воды в зонах метаморфизма как одному из важных факторов гранитизации. При одновременности процесса на разных уровнях колонны миграция воды заметно выше области ультраметаморфизма, который вызывает дегидратацию исходных пород, повышая тем самым температуру их плавления. Его сменяет диафорез, сопровождаемый гидролизом, т. е. поступлением воды с еще более глубоких зон (из мантии).

При метаморфизме и последующей гранитизации из исходных пород происходил вынос рудогенных элементов в порядке устойчивости их соединений при соответствующих *РТ*. Последними в этом ряду оказывались соединения с *Mo*, *Bi*, *Be*, *W*, *Nb*, *Ta*. Они, вероятно, частично сохранялись в возникавших расплавах, экстрагируясь затем уже из твердой фазы (автолизия плутонов). Отсюда возникает предположение, что только часть редких металлов привносилась транскоровыми растворами. Подтверждается оно и тем, что обычно раннещелочные метасоматиты обеднены этими металлами.

При гранитизации в ряде случаев помимо уже упомянутых главных компонентов привносятся еще *Rb*, *Zr*, *Sn*, *Y*, иногда *W*, *Mo*, *Be*, *Nb*, а выносятся *Fe*, *Ca*, *Mg*, *P* и др. Отсюда последовательное развитие гранодиорит-гранитных серий, постоянно сопровождаемое возрастанием кислотности и щелочности, появлением редкометальной специализации, невозможно объяснить простой дифференциацией в очаге. Как видно из сказанного, это результат обогащения очага компонентами, как привнесенными транскоровыми флюидами, так и сепарированными из пород среды гранитообразования.

При расчетах балансов гранитизации, мигматизации в литературе обычно приводятся данные о привносе — выносе вещества. Если привнос вещества явно обнаруживается (кремнещелочной метасоматоз в разных породах, в том числе и основных), то передовой фронт базификации, о чем писалось выше, обычно четко не фиксируется, иногда даже в тех случаях, когда налицо полифациальный разрез зон метаморфизма. Очевидно, необходимо иметь в виду не только простой обмен компонентами и вынос далеко за пределы системы (осадки), но и другую возможность, а именно разбавление и увеличение объема замещаемой породы, дающее начало последующей гранитизации, и рассеивание базитовой составляющей при кремнещелочном метасоматозе. Возникает много и других неисследованных вопросов. Наконец, поскольку состав магматических дифференциатов почти всегда кислее исходного вещества, для осуществления этого процесса необходим вынос еще в магматическую стадию фемических компонентов и оснований (*Fe*, *Mg*, *Ca*), что возможно лишь в условиях незамкнутой системы.

Базификация рестита (остатка) в процессе выплавки ли-

бо выноса подвижных компонентов приводит к тому, что все более древние метаморфиты кажутся первично фемическими, даже если первоначально это были аргиллиты или песчаники. Более основными становятся и «меланосомы» в гнейсах и мигматитах.

Взаимодействие системы «порода — расплав» приводит либо к осмотической дистилляции расплава (потере летучих), либо, наоборот, к конденсации (заимствованию) летучих из боковых пород (В. А. Николаев, 1960 г.).

О принадлежности гранитов к магматическим интрузивным или метасоматическим можно судить по составу и характеру цирконов. Обширные исследования в этом направлении проведены на полуострове Индостан, в Карелии. Разделение гранитоидов по происхождению на анатектические и палингенные производили многие исследователи, используя геологические, петрологические, минералогические и геохимические критерии. В последнее время все чаще применяется математическая обработка данных (Шумаков, 1973).

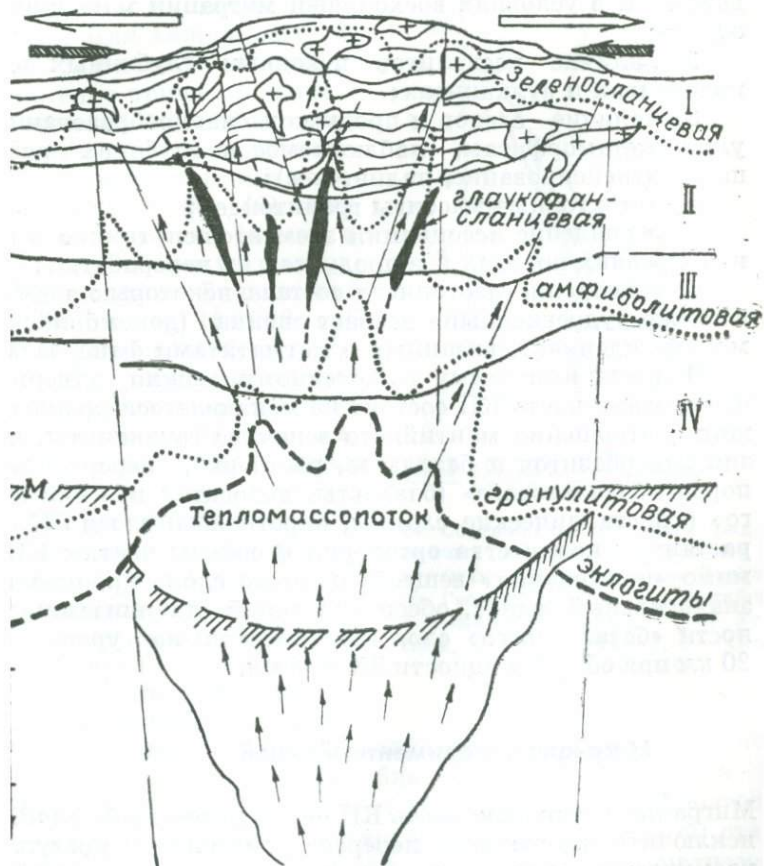
Механизм перемещения магм объясняется различной вязкостью вмещающих пород и расплавов (данные приводились выше), что при наличии градиентов давления обеспечивает продвижение менее вязких магм по ослабленным зонам. Указывается также на механизм отжима, обеспечивающий вытекание жидкой фазы, ее просачивание и даже диапиризм (С. М. Зверев, 1973 г.; П. Д. Купченко, 1972 г. и др.).

Дифференциация реализуется при неравновесности, т. е. либо при миграции расплава из мест его зарождения в более высокие горизонты, либо при снижении давления, температуры, изменении химического воздействия среды (реже). Именно в этих случаях происходит расслоение магматической системы (слоистые дифференциаты) и вынос из нее ряда породообразующих (ореолы базификации, скарны, роговики, карбонатные породы и др.) и рудообразующих элементов (атасуйский механизм при вулканизме). Это характерно в основном для верхней части КП, т. е. для «седиментного» слоя.

Сейчас установлено, что расслоение свойственно не только ультраосновным интрузиям, но и более кислым, вплоть до гранитов. Возникновение антидромных серий — также

тельство расслоения, но разгрузка очагов здесь происходит быстрее дифференциации, и на более высокие уровни отступал материал из все более глубоких частей бассейна магматизма. Перед кристаллизацией магматические гавы представляют собой полимерную систему (типа жидкой конденсации), составленную из мультицепных мер (Мессон, 1970 г.; В. Н. Анфилов, 1973 г.). Затем

Растяжение — сжатие



43. Схема зональности основных фаций метаморфизма в ГПЗ.

они распадаются, образуя иногда расслоенные кристаллические парагенезисы нескольких поколений.

Общая схема зональности метаморфизма приведена на рисунке 43.

Доказательствами внутрикорового происхождения магматического вещества пород средне-основного и кислого состава являются:

1) эволюция петрохимического состава пород в течение цикла, отвечающая составу субстрата и последовательных выплавов в условиях восходящей миграции магматических очагов;

2) наличие ксенолитов исходных глубинных пород в интрузивах и вулканитах;

3) наличие следов и продуктов магмообразования по ультраметаморфитам, наблюдаемое в глубоких разрезах щитов (гнейсирование, палингенез);

4) автохтонные массивы гранитоидов;

5) совпадение ассоциаций элементов-спутников в исходных древних породах и в продуктах их переработки;

6) совпадение изотопного состава некоторых элементов, а также «удревненный» возраст свинца (докембрийский) в месторождениях, связанных с магматитами фанерозоя.

Подводя итог всему изложенному, можно утверждать, что средняя часть КП состоит из меняющегося количественного соотношения мантийного вещества (вулканиты, интрузии гипербазитов и базальтов, растворы), переработанных пород «базальтового» (базальты, эклогиты) и «седиментного» (кристаллические сланцы, парагнейсы) слоев ЗК с возрастанием количества ортопород к осевым частям КП. Помимо «поглощения» веществ из этого слоя происходит и значительный вынос, обеспечивающий стабилизацию мощности «базальтового» слоя (континентов) на уровне 18—20 км при общей мощности ЗК в 35 км.

Миграция в «седиментный» слой

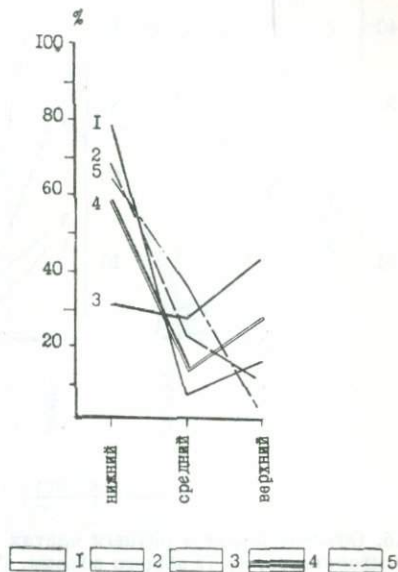
Миграция в верхнюю часть КП — «седиментный» слой, если исключить латеральное перераспределение и поступление космического материала, выражается в магматической форме (интрузивной и вулканогенной), гидротермальной, во

многим связанной с магматизмом, и в небольшом объеме — в тектонической (протрузии, вклинивание, меланж, «скупивание»).

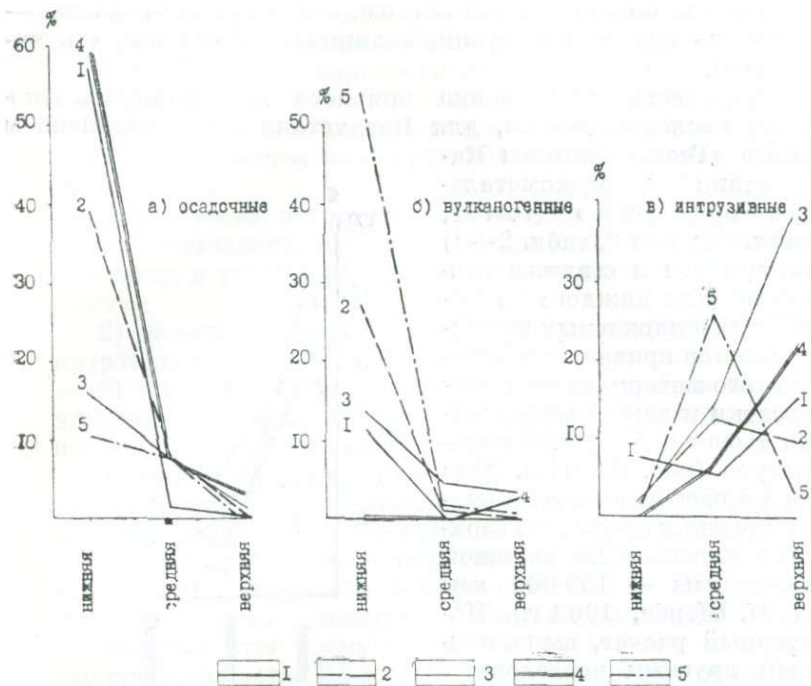
Количественная оценка привноса производилась многими исследователями, для Казахстана она выполнена в книге «Геотектоногенез Казахстана и редкометальное оруденение» (том 1, табл. 42; том 2, табл. 2—4) по циклам и стадиям развития. Для каждого из линейных и каркасных геотектоногенов привнос магматического материала составил десятки и даже первые сотни тысяч кубических километров (рис. 44—46). Еще ранее рассчитан объем вулканических продуктов верхнего палеозоя Балхашской синеклизы — 150 000 км³ (Г. Н. Щерба, 1963 г.). Повторный расчет, выполненный другими исследователями спустя 10 лет, дал расхождение всего лишь в 0,75%.

Определяющая роль вулканизма в формировании ЗК и океанов сейчас признается большинством исследователей. Хорошо обоснована она с количественной стороны в работе В. К. Мархинина за 1967 г.

Состав магм является индикатором их принадлежности к той или иной части КП, благодаря чему оказалось возможным определить время и характер миграции соответствующих очагов. Как обычно, к поздней (орогенной) стадии каждого цикла роль липарит-гранитоидного магматизма из



44. Соотношение объемов пород различных структурных уровней герцинских геотектоногенов Казахстана. Геотектоногены: 1 — Алтайский, 2 — Жарма-Саурский, 3 — Успенский, 4 — Чу-Илийский, 5 — Северо-Тяньшаньский.



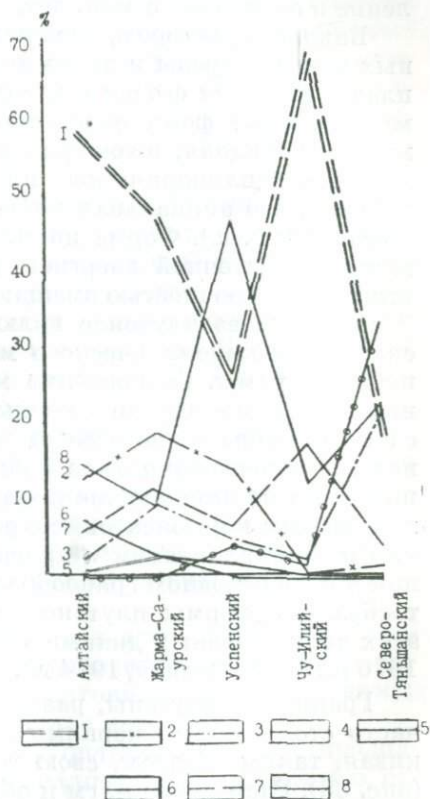
45. Объемы пород в разных частях герцинских структур линейных геотектоногенов, % от общего объема. Геотектоногены: 1 — Алтайский, 2 — Жарма-Саурский, 3 — Успенский, 4 — Чу-Илийский, 5 — Северо-Тяньшаньский.

средних частей КП возрастала, а активность нижних практически прекращалась.

Выплавление гранитного расплава, близкого к эвтектике, даже с небольшим содержанием воды возможно из разнообразных пород амфиболитовой фации метаморфизма; оно будет тем интенсивнее, чем ближе по составу исходные породы к самому граниту. Обогащение водой может происходить при поступлении ее снизу из зоны ультраметаморфизма либо из боковых пород вследствие всасывания в область разрежения. В начальные стадии гранитизации кристаллические сланцы и другие метаморфизованные породы превращаются в гнейсы. Гнейсовая степень преобразо-

вания является важнейшим этапом, предшествующим гранитообразованию. Механизм растворения воды в силикатном расплаве рассмотрен в работах Р. Горансона, Л. Рассела, Н. И. Хитарова, К. Барнема, А. А. Кадика и многих других. Самые разнообразные случаи проанализированы Д. Бейли, У. Файфом, С. Маррелом, Д. Робертсом, Н. Растом и др.

Механизм продвижения жидкого расплава по каналам вверх и занятие пространства интрузиями в «седиментном» слое рассмотрены и математически описаны многими исследователями в нашей стране (Н. А. Елисеев, 1940 г.; А. Н. Заварицкий, 1956 г.; В. С. Коптев-Дворников, 1955 г.; Ю. А. Кузнецов, 1964 г.; В. Н. Шарапов, 1971 г.; Щерба, 1951 г.; А. Н. Дударев и др., 1972 г.; А. А. Кадик, 1973 и др.) и



46. Относительные приращения объемов терригенных и магматогенных пород линейных геотектоногенов Казахстана за герцинский цикл. Типы пород: 1 — осадочные; вулканиты: 2 — основные, 3 — средние, 4 — кислые; интрузивные породы: 5 — ультраосновные, 6 — основные, 7 — средние, 8 — кислые.

за рубежом (сб. «Механизм интрузии магмы», статьи У. Файфа, Д. Робертса и др., 1972 г.). Расчеты усложняются вследствие трудностей определения влияния взаимодействия расплава со стенками канала и потерь газообразной фазы при падении P и T . Во всяком случае скорость продвижения расплава вверх из-за различий в вязкости (расплав 10^{10} пуаз,

породы 10^{18} — 10^{22} *пуаз*) и плотности (соответственно 2,4—2,8) исчисляется в несколько сантиметров в год, если не было сквозного канала. Такие же цифры получаются, если принять разрыв между соседними магматическими комплексами в 10 млн. лет, перемещение до 20 км, время на становление и остывание 5 млн. лет.

Важным фактором, отражающим совокупность структурных условий среды и динамического состояния вязкого расплава, является форма аллохтонных плутонов. При всем многообразии форм отчетливо выделяется корневая система (клиновидная, штоковая, древовидная), собственно тело плутонов (цилиндрическое, плитообразное, куполовидное) и, наконец, его апикальная часть (выступы, гребни, апофизы, прогибы и т. д.). Форма интрузии — это фигура равновесия между избыточной энергией расплава, напряженным состоянием и прочностью вмещающей структуры.

Морфогенез плутонов включает, разумеется, принцип симметрии кинематического магматического потока и вмещающей рамы. Становление массива предполагает повторные очаговые и внутрикамерные инъекции и эксплозии, расслоение, сокращение объема вследствие разгрузок (переподъем и первоначальное избыточное расширение камеры, инъекции во вмещающие породы, потеря летучих и вообще подвижных компонентов, сокращение объема при охлаждении и кристаллизации и другие причины). Возникающие при этом в основном грибообразные, воронкообразные и плитообразные формы плутонов и отражают взаимодействие этих двух основных динамических систем (Т. М. Лаумулин, 1970 г.; М. А. Осипов, 1974 г.).

Гранитные плутоны, размещаясь в «седиментном» слое, часто стоят своими корнями на «гранитном» слое, подчеркивая, таким образом, свою генетическую преемственность (рис. 38). Растекание магм и образование ими определенных форм означает приближение к равновесию системы на глубине. Размеры плутонов определяются количеством исторгнутой из очагов массы на уровень от 10—8 до 5—2 км от поверхности. Грибообразные формы гранитных плутонов установлены по геофизическим данным во многих геотектонических зонах; с точки зрения механизма образования они лучше всего выражают фигуру равновесия всплывающей капли, отделившейся от внутрикорового очага магмообразования.

Связь магматических тел гранитоидов с относительно неглубокими бассейнами магмообразования в средней части КП, неизбежное развитие протяженных и глубоких трещинных каналов и динамометаморфических струй течения сводят к минимуму так называемую «пластическую зону» над областью магматизации при явном преобладании области упругих деформаций. Особенно это характерно для процессов комагматического вулканизма: основная часть «пластической зоны» располагается ниже, в области сбора магматических капель. В геологическом смысле — это, очевидно, область формирования и преобразования гнейсов и мигматитов.

Разгрузка магматических бассейнов, обрушение кровли при сокращении объемов плутонов вызывают проседание вмещающих пород, способствуя разрастанию магматических камер. Проблемы динамики и пространства не возникает при палингенезе и развитии автохтонных массивов метагранитов непосредственно в «гранитном» слое. В этом случае отмечается только некоторый диапиризм со стороны медленно растущих гранито-гнейсовых куполов.

Обычным является гомодромный ряд в серии и комплексе. Антидромность имеет разные причины (даже если нет совмещения магматитов разных стадий развития), которые в исследованных нами регионах следующие:

1) для вулканитов — быстрая разгрузка промежуточных бассейнов, опережающая нормальную дифференциацию в них (контрастную и серийную);

2) полное исчерпание ресурсов очагов гранитообразования от начальных, более кислых, анатектитов и до более основных палингенетитов (по тектоническим причинам); обычно же разгрузка в этом случае неполная;

3) повышение температуры в очагах в связи с продолжающимся теплопотокотом, приводящее к расплавлению более тугоплавкого рестита (в том числе и меланократовые дайки «второго этапа»);

4) опускание очага магмообразования, сопровождаемое повышением температуры.

Анализ серий следует производить с учетом общей модели развития ГПЗ и латерального распространения.

Вынос значительных объемов магматического вещества из средней части колонны в виде вулканитов (на поверх-

ность) и в виде интрузий (во внутреннюю область «седиментного» слоя; рис. 44—46) при общем разрастании и восходящем движении всей колонны (всплывание), естественно, вызывал относительные проседания значительных по размерам блоков над опустошенными магматическими бассейнами. Именно по этой причине многие структуры, несмотря на существенный прирост, мало возвышаются над прилегающими бортовыми блоками.

Что касается гидротермального привноса, то он в общем балансе занимает весьма скромную роль ($< 1\%$), хотя важен в металлогеническом отношении и как фактор формирования водной оболочки Земли, ее солевого состава.

В. М. Немцович (1973 г.) дает такую общую схему магматических формаций:

Этапы		Формации
Доинверсионные (ранние стадии)		Гипербазитовая (дунит-гарцбургитовая перидотитовая магма) Перидотит-пироксенит-габбровая (базальтовая магма) Габбровая
Сининверсионные (средние стадии)		Габбро-диорит-гранодиоритовая (гранитоидная магма) Гранит-гранодиоритовая Мигматит-гранитовая Гранитовая
Послеинверсионные (поздние стадии)		Габбро-монзонит-гранитовая Щелочных гранитов Щелочно-сиенитовая Гранитов рапакиви

Следующие формации, выделенные тем же автором,

	Габбро-диабазовая (базальтовая магма)
	Дунит-пироксенит-анортозит-габбровая
и для платформ	Трапсовая Дунит-пироксенит-норитовая Кимберлитовая (щелочно-ультраосновная магма) Щелочно-ультраосновная Агпайтовых нефелиновых сиенитов (щелочная магма)

По нашим моделям ГПЗ отражают начало уже следующего цикла развития (пример — Алтае-Саяны, платформы). В этой схеме не учтены и субвулканические формации. Деле-

ние это, как видим, подтверждает схему развития цикла в ГПЗ. Что же касается платформ, то активность в них ограничивалась магматизмом ранней стадии.

Материалы по Казахстану показывают, что гранитоидные интрузии поздних стадий развития в одновозрастном для них структурном ярусе всегда являются аллохтонными и расслоенными (Г. Н. Щерба, 1948 г.; Иншин, 1972). Уровни зарождения гранитной магмы всегда расположены глубже — либо в нижележащем ярусе, либо в еще более глубоком.

Одновозрастные гранитные массивы, залегающие в более древнем структурном ярусе, могут быть аллохтонными и автохтонными. Последнее возможно лишь тогда, когда вмещающие породы достигли амфиболитовой фации метаморфизма. Где не достигается такая степень метаморфизма, наблюдается лишь околоконтанговая гранитизация близких по составу к гранитам пород (массив Богуты) и местная гибридизация при контаминации в кровле плутонов (Калба-Нарымский пояс, Чу-Илийский пояс и др.).

В качестве примера сошлемся на материалы по Алтайскому геотектоногену. Магматизм здесь подробно изучался многими исследователями. Одной из последних является сводка В. С. Кузубного (1973). Для Юго-Западного Алтая им выделяются такие петрогенетические ряды:

1. Рудно-алтайский — девон — пермь (кварц-кератофировая, андезит-дацитовая, плагиогранит-порфиоровая, габбро-гранодиорит-гранитная, трахилипарито-дацитовая, гранито-гранодиоритовая, альбито-фиристо-порфиристовая) формации магматического происхождения. Магмы щелочноземельного ряда; геохимическая специализация сидеро-халько-литофильная. Последовательность девонского вулканизма в Рудном Алтае такова: дациты и липариты (нижний эйфель) → андезиты и базальты (нижний эйфель) → липариты, реже дациты (верхний эйфель — живет) → базальты (верхний живет — фран) → липариты и трахилипариты (верхний фран).

Вовлечение блоков в активную вулканическую деятельность было неодновременным в разных частях Рудного Алтая. Соотношение основных, средних, кислых вулканитов для Ленингорско-Зырянской подзоны определяется как 1:2:7,6, а для всего Рудного Алтая — 1:0,5:6.

Общий вынос магматического материала в седиментный слой составил 211 000 км³, в том числе в виде интрузивов — 109 000 км³ (Г. Н. Щерба, Б. А. Дьячков, Г. П. Нахтигаль, 1972 г.; рис. 45, 46).

2. Калбинский — верхний карбон — пермь (орогенные формации — гранодиорит-плагиогранитов, слюдяных гранитов). Геохимическая специализация литофильная. Природа массивов интрузивная, часть их является продуктами магматического замещения на уровне наблюдения. Объем привнесенного гранитного материала определен в 72 000 км³.

3. Формации зон глубинных разломов (базальтоид-

ный D_3-C_3 ; габбро-диабазовая, андезито-базальтовая, диабаз-диоритовая формации) — вдоль глубинных разломов. Состав переменный, щелочно-известковый, исходный расплав толеит-базальтовый. Халько- и литофильная геохимическая специализация.

В качестве примера герцинской гранитизации «сидиментного» слоя упомянем Иртышскую зону смятия. Здесь вдоль метаморфического пояса, как указывалось ранее, развиты мигматиты, гранито-гнейсы и анатектические граниты, образовавшиеся по вмещающим породам девона — нижнего карбона. По данным В. С. Кузубного, П. И. Хохлова, массивы Иртышского гранитоидного комплекса имеют вид согласных лентовидных залежей шириной в первые сотни метров и до 3—4 км, погружающихся на глубину в виде акмолитоподобных тел. Возраст их, по-видимому, более правильно считать средне-верхнекарбовым (среднее значение $K-Ar$ возраста 303 млн. лет). Авторы отмечают, что в процессе гранитизации происходил привнос кремния, калия и натрия и вынос кальция, железа, магния, алюминия; вынос ряда элементов создавал передовой ореол базификации, в состав которого входили редкие амфиболиты и кварц-гематитовые, кварц-турмалиновые и золото-кварцевые жилы. Характерен поздний калиевый метасоматоз (микроклинизация). В породах устойчиво содержание натрия и изменчиво — калия; имеется широкий спектр элементов-примесей халько-литофильного ряда.

Глубина формирования метасоматических и анатектических порфиробластических гранитов (кристаллические сланцы → гранито-гнейсы → граниты) оценивается всего в 4—4,5 км, что объясняется особыми условиями зоны смятия (избыточные давления и высокие температуры). Наши дополнительные данные приведены в таблице 9.

Помимо гранитоидов в верхнем сидиментном слое (в порядке количественного возрастания) останавливались альпинотипные гипербазиты, базальты, габброиды, андезиты, диориты.

Сейчас наблюдается тенденция к упразднению самостоятельных диоритовых комплексов каледонского и даже герцинского возраста. Они представляются либо как промежуточные образования не полностью гранитизированных автохтонов, либо как контаминированные продукты кислой гранитной магмы. Все это находится в полном противоре-

чии с фактическим материалом по магматизму Центрально-го Казахстана (В. С. Коптев-Дворников и др., 1960 г.; Г. Н. Щерба, 1960 г. и др.) и Алтая («Геотектоногены Казахстана и редкометальное оруденение», 1972), где интрузивы явно разновозрастны. Новое подтверждение самостоятельности массивов габбро, диоритов и гранитов в других районах (даже если они пространственно сближены) мы находим и в работах Р. Л. и Т. Г. Добрецовых (1972 г.).

Существует еще и другое мнение, что, наоборот, первоначально магма гранитоидов имела гранодиоритовый состав, подкислялась и ощелачивалась в процессе становления плутонов (Коржинский, 1973). Главная особенность заключается в том, что в средней части КП гранитизация накладывается на самые разнообразные кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты, габброиды, что очень хорошо видно на примере протерозойских ультраметаморфитов Северного Тянь-Шаня (Кастекский район, бассейн р. Жинишке-Сарыбулак, Нарынкольский район и др.). Иногда процессы гранитизации останавливались на стадии габброизации или диоритизации. Однако даже в этом случае гибридные образования не сопровождаются самостоятельной дайковой формацией, характерной для магматических пород.

Следовательно, частные случаи гранитизации в зонах ультраметаморфизма нет основания превращать в общие и распространять это явление на области аллохтонного магматизма. Комагматы последовательных вулканоплутонических комплексов можно рассматривать и как различные уровни становления магм. Кроме того, некоторые плутоны могут оказаться остатками неисчерпанных очаговых магматических бассейнов вулканизма; к этому предположению склоняются многие авторы.

Если мантийные интрузии и базальтовые вулканы рассматривать как пример сквозной магматической миграции, то интрузии среднего состава и кислые, а также большинство вулканитов можно отнести к образованиям ступенчатой-сквозной миграции. Интрузии являются внутрикоровыми (значит, вторичными), а большинство вулканитов, помимо этого, еще дифференцируется в промежуточных периферических бассейнах. Вот почему в ГПЗ происходит как бы перекачивание, транспортировка веществ из мантии и нижних частей КП в средние, а затем и

Состав и объемы герцинских структурных

	Ед. изм.	Алтайский				Жарма-Саурский			
		нижний	средний	верхний	Всего	нижний	средний	верхний	Всего
Объем общий	тыс. км ³ %	568,26 78,7	46,0 6,4	107,7 14,9	721,96 100	369,93 67,8	121,76 22,3	53,71 9,9	545,4 100
В том числе:									
а) Осадочные породы	тыс. км ³ %	414,6 57,4	8,9 1,2		423,5 58,6	212,35 38,9	48,36 8,8	1,52 0,3	262,23 48,0
б) Вулканиды									
Из них:	тыс. км ³ %	99,1 13,7			99,1 13,7	146,38 26,9	6,0 1,1		152,38 28,0
основные	тыс. км ³ %	88,7 12,3			88,7 12,3	99,9 18,3	2,0 0,4		101,9 18,7
средние	тыс. км ³ %	10,4 1,4			10,4 1,4	46,48 8,6	4,0 0,7		50,48 9,3
кислые	тыс. км ³ %								
в) Интрузии									
Из них:	тыс. км ³ %	54,56 7,6	37,1 5,2	107,7 14,9	199,36 27,7	11,2 2,0	67,4 12,4	52,19 9,6	130,8 24,0
ультраосновные	тыс. км ³ %					11,1 2,0			11,1 2,0
основные	тыс. км ³ %	50,8 7,0	1,4 0,2		52,2 7,2		11,4 2,1		11,4 2,1
средние	тыс. км ³ %	3,76 0,6	35,7 4,9	0,9 0,1	40,36 5,6	0,1 0,02	56,0 10,3	3,5 0,7	59,6 11,0
кислые	тыс. км ³ %			106,8 14,8	106,8 14,8			48,69 8,9	48,69 8,9

Таблица 9

блоков линейных геотектоногенов

Успенский				Чу-Илийский				Северо-Тяньшаньский				Основные источники вещества
нижний	средний	верхний	Всего	нижний	средний	верхний	Всего	нижний	средний	верхний	Всего	
37,2	31,6	50,85	119,65	5,8	1,4	2,75	9,95	6,48	3,47	0,04	9,99	Смешанные
31,0	26,4	42,6	100	58,4	14,0	27,6	100	64,9	34,7	0,4	100	Латеральные
19,2	9,0	1,65	29,85	5,8	0,7	0,3	6,8	1,04	0,76	0,015	1,81	Смешанные
16,1	7,5	1,4	25,0	58,4	7,0	3,0	68,4	10,3	7,6	0,2	18,1	Смешанные
16,6	5,0	3,8	25,4			0,3	0,3	5,44	0,12	0,025	5,58	Смешанные
13,8	4,2	3,2	21,2			3,0	3,0	54,5	1,2	0,2	55,9	Смешанные
16,6			16,6					0,07			0,07	Мантийный
13,8			13,8					0,8			0,8	Мантийный
	5,0		5,0			0,2	0,2	2,16			2,16	«Базальтовый» слой
	4,2		4,2			2,0	2,0	21,6			21,6	«Базальтовый» слой
		3,8	3,8			0,1	0,1	3,21	0,12	0,025	3,35	
		3,2	3,2			1,0	1,0	32,1	1,2	0,2	33,5	
1,4	17,6	45,4	64,4		0,7	2,15	2,85	0,01	2,59		2,60	Коро-мантийные
1,1	14,7	38,0	53,8		7,0	21,6	28,6	0,1	25,9		26,0	Коро-мантийные
1,4			1,4									Мантийный
1,1			1,1									Мантийный
												Мантийный
	4,4	2,6	7,0		0,7	1,0	1,7	0,01	0,33		0,34	«Базальтовый» слой
	3,7	2,2	5,9		7,0	10,0	17,0	0,1	3,3		3,4	«Базальтовый» слой
13,2	42,8	56,0			1,15	1,15		2,26			2,26	«Диоритовый» и «гранитный»
11,0	35,8	46,8			11,6	11,6		22,6			22,6	«Диоритовый» и «гранитный»

в верхнюю часть, сопровождаемые изменением и дифференциацией, благодаря чему от цикла к циклу, от ступени к ступени происходило преобразование ЗК, ее сиалитизация.

Геохимическая специализация внутрикорковых гранитоидов определяется составом исходных осадочных или магматических пород (вплоть до элементов-спутников), пород контаминации и глубинного гибризма. Она реализуется в металлогеническую специализацию, как мы считаем, главным образом в аллохтонных плутонах (принцип неравновесности и контрастности среды) при наличии достаточного количества экстракторов и подвижных носителей (вода, хлор, фтор, углекислота). В этом случае значительные градиенты P , T , C способствуют извлечению, переносу и локализации рудных веществ.

Состав газовой-жидких включений в гидротермалитах, который обычно отождествляется с рудоносным раствором, оказывается резко отличным от него по комплексам анионной и катионной частей. В нем практически нет фтора, кремния и тех жильных и рудных компонентов, которые содержатся в самом рудном теле. Такое противоречие можно объяснить лишь тем, что во включениях мы имеем дело с реликтами не рудоносного, а именно остаточного раствора, а также с совершенной сегрегацией и кристаллизацией полимеризованных компонентов из раствора.

Глубинные мантийные газы — CO_2 , H_2S , H и другие — несомненно, являются также активными агентами нефтеобразования при оптимальном PT -режиме, способствуют переработке и миграции органических веществ из нефтепроизводящих в нефтелокализирующие структуры. Вероятно, достаточно велико и самостоятельное их значение в этом процессе.

Процессы метаморфизма, связанные с контактами интрузий, с вулканизмом, а также вообще гидротермальные изменения невысоких температур и давлений происходили в верхней части КП вследствие того, что высокоэнергетические системы расплавов и растворов с высокими T и P попадали в контрастную для них область низких T и P и, как правило, иного химического и компонентного состава. Устойчивые в средней части КП, здесь они утрачивали эту устойчивость. Расплавы охлаждались, выделяя избыточные компоненты, которые взаимодействовали с вмещающими

породами. Происходило смещение ювенильных растворов с вадозными малоглубинными поровыми, захороненными трещинными водами и рассолами артезианских бассейнов.

Имеется, наконец, еще один механизм сквозной миграции вещества нижней части КП в верхнюю — тектонический (инъективный). В качестве примера можно привести Чарский габбро-гипербазитовый пояс в Жарма-Саурском каледонско-герцинском геотектоногене, протянувшийся в северо-западном направлении на 105 км. Кроме основной его части имеются и второстепенные ветви. Севернее расположен Горностаевский пояс аналогичного характера. Расслоенные гипербазит-габбровые плутоны сопровождаются медно-никелевым оруденением (Максут и др.).

Чарский пояс гипербазитов правильнее называть Чарским меланжем. Район детально картировался Е. А. Флеровым, затем изучался Н. П. Михайловым, Н. А. Севрюгиным и др. Ключевые обнажения осматривались нами совместно с И. А. Ротарашем, В. Ф. Беспаловым и Б. А. Дьячковым. Устанавливаются следующие взаимоотношения.

1. Тела гипербазитов сейчас представлены отдельными массами апоперидотитового серпентинитового меланжа с заключенными в нем округленными блоками размером 2×3 м, 10×20 м, 50×100 м и более диафорированных гранатовых пара- и ортоамфиболитов, эклогитов, хромитов, габброидов и даже глаукофановых сланцев.

2. На серпентинитах трансгрессивно залегают древние яшмо-кварциты, песчаники и известняки силура, местами франские или нижнекаменноугольные известняки и алевролиты, имеющие иногда останцовый характер.

3. Обломки серпентинитов содержатся: в базальных конгломератах франского возраста вместе с блоками бирбиритов (у пос. Перятинка); в известняках кобленца; в яшмовидных кремнистых додевонских (кембрий?) породах (возле пос. Суукбулак).

4. Поздние герцинские зоны рассланцевания ($S3-300^\circ \angle 45^\circ$ к СВ) накладываются на известняки и другие породы девона — карбона, поэтому местами между ними и серпентинитами возникают взаимные вклинивания, затеки серпентинитов, обусловленные различием вязкости в обстановке сжатия. Эти факты позволяют считать, что серпентиниты имеют вторичное залегание (причем, повторное), как

это уже отметили И. А. Ротараш и Е. А. Гредюшко (1974 г.). Возраст исходных гипербазитов, скорее, допалеозойский, поскольку возраст поздних диафторитов в них определен в 477—545 млн. лет. Первое инжектирование тяжелого меланжа, судя по замерам линейности, происходило с северо-востока в фазу сжатия и сближения блоков в каледонский цикл. Вероятно, происходило и повторное перемещение при аналогичном режиме в герцинский цикл (C_{2-3}), поскольку пластина меланжа достигла молодых пород. Ниже каледонского структурного этажа, как видно, залегают глубокометаморфизованные плотные пара- и ортоамфиболиты, кристаллические сланцы, эклогиты, пироксен-гранатовые породы (по основным вулканитам и осадочным породам), включая и горизонты глаукофановых сланцев мощностью от 0,3—1 м до десятков метров среди древних гранат-пироксен-амфиболовых пород. Диафторез выразился в амфиболизации и мусковитизации (Добрецов, Пономарева, 1969; Е. Д. Василевская, А. П. Казак, 1971 г.).

Границы глаукофановых сланцев и гранатовых амфиболитов довольно резкие, переходы завершаются на расстоянии всего 10—15 см. Авторами отмечаются такие минеральные ассоциации в метаморфитах: Омф+Гр+Ам; Ам (паргазит — гастингсит)+Гр+Ру; Гаст+Гр+Ру; Глаук+Гр+Эп+Му; Глаук+Му+Эп+Сф и др. Диафторез выразился в замещении омфацита амфиболом, затем в развитии мусковита (парагонита), эпидота, альбита, хлорита, серпентинизации гипербазитов. Проявлялся он неоднократно. Предполагается, что глаукофановые сланцы (две разности) сами являются диафторитами по эклогитам. Во второй этап диафтореза образовались Гр—Эп—Акт сланцы, затем Кв—Эп—Аб—Му, Кв—Хл—Му и другие породы. Следовательно, условия высоких PT (5—8 кбар, $>600^\circ$) сменялись более низкими, происходило насыщение системы водой.

Диафториты всюду обнаруживают следы динамометаморфизма и перемещения (сланцеватость, борозды, струи течения). Таким образом, это древние породы из «базальтового» слоя ЗК — основания разреза. Они сопоставляются с максютовским комплексом Южного Урала и существенно отличаются от описанных выше более молодых метаморфитов Курчум-Кальджирского антиклинория.

Чарский полимиктовый меланж служит подтверждением

ем многослойности разреза ЗК и полицикличности Жарма-Саурского геотектоногена, формирование которого началось с раздвигов еще в протерозое (в достаточно развитой коре), с проявленными затем активными процессами метаморфизма.

Наличие прослоев глаукофановых сланцев среди пироксен-гранатовых пород пояса, остатков эклогитов свидетельствует о господстве при их образовании не только высоких давлений (динамометаморфизм), но и высоких температур. Фациальные же переходы достаточно контрастны и обусловлены избыточным давлением в слоях протекавших более пластичных пород иного первичного состава. Породы Чарского меланжа отличаются более глубокой степенью метаморфизма по сравнению с породами Курчум-Кальджирского антиклинория.

Чу-Балхашский пояс габбро-гипербазитов тоже имеет сложное строение и последующими движениями расчленен на ряд ветвей. Одно из его тел в районе г. Хантау представляет собой круто поставленную пластину меланжированных серпентинитов длиной 4,5 км и шириной 0,2 км, окаймленную полосами амфиболизированных диабазов. На границе с обеих сторон расположены зоны рассланцевания шириной 15—20 м. Элементы сланцеватости — $SZ - 300^\circ / 75^\circ$ на ЮЗ, стельчатость — $235^\circ / 60^\circ$ — как будто указывает на выдавливание брекчии с юго-запада на северо-восток. Контакты самих диабазов с вмещающими породами нижнего палеозоя нормальные.

Таким образом, помимо магматизма, в верхнюю часть колонны поступал материал из нижней путем тектонического выжимания брекчии пластичного серпентинитового меланжа из вспученных протрузий «базальтового» слоя, увлекавшего с собой блоки более жестких древних метаморфитов. Дугообразная форма гипербазитовых меланжей на поверхности, видимо, свидетельствует о надвиговом механизме их выдавливания. Из изложенного также видно, что граница между древними комплексами и каледонидами характеризуется отсутствием переходных фаций (тектоническая) и отличается значительным временным перерывом.

Дополнительно значительное приращение мощности седиментного слоя геотектоногенов за счет прилегающих блоков происходило в процессе сжатия в среднюю и

позднюю стадию развития. Это широко известные складчатость, шарьяжирование, скучивание, вклинивание, при которых резко усиливались процессы метаморфизма вследствие возрастания PT в водообильной гетерогенной среде. Следовательно, перед нами два примера наращивания мощности седиментного слоя и наличия в нем поверхностей сдвижения.

Многослойность разрезов ЗК, сложная внутренняя структура слоев, в том числе и самого верхнего, прекрасно иллюстрированы приведенными примерами, а также разрезами ГСЗ и прилегающих территорий Узбекистана (И. Х. Хамрабаев и др., 1974 г.).

Рудообразование

Описанные выше процессы, происходящие в КП, приводят к перестройке ЗК, а также к одному из конечных результатов этой перестройки — рудообразованию. Различные его аспекты (часто безотносительно источника) достаточно широко и обстоятельно многократно исследованы (Билибин, 1948, 1955; Дзоцендзе, 1969; Заварицкий, 1937, 1963; Иванов, 1969; Казанский, 1972; Котляр, 1965, 1968, 1970; В. Кузнецов, 1963, 1964, 1970; Магакьян, 1959, 1967; Обручев, 1929, 1954; Овчинников, 1959, 1963; Рундквист, 1971; Сатпаев, 1953, 1957; В. Смирнов, 1944, 1963, 1965, 1968, 1972; С. Смирнов, 1944, 1955; Твалчрелидзе, 1972; Ферман, 1932, 1940; Шаталов, 1963, 1964; Шипулин, 1968; Щеглов, 1966, 1970; Щерба, 1955, 1960, 1965, 1970 и многие другие).

Условия рудообразования, если исходить из «тектоники плит», были также довольно разнообразными, ибо кроме трех главных случаев (Ковалев, 1973; Гарлинг, 1973 г.), существует еще много промежуточных. И при расхождении плит (тип Красного моря, тип Куроко, Fe—Mn конкреции), и при взаимодействии континентальных блоков с океанскими плитами (Тихоокеанский пояс), а также при раздвижении материков все же предполагается именно субвертикальное поступление рудного вещества из глубин по зонам Бенюфа — Заварицкого, т. е. тот же механизм, что и в КП.

Ограничимся лишь кратким изложением некоторых сторон процесса рудообразования, вытекающих из самого развития КП. Частично этот материал отражен в уже упоминавшейся нашей предыдущей работе.

Типы разрезов земной коры и их геохимический профиль

Океанская, промежуточная, континентальная и орогенная ЗК находятся на разной стадии упорядочения вещества, обладают различным разрезом. Фемический разрез океанской и промежуточной кор определяет и фемическую геохимическую их характеристику. Помимо заданной ассоциации и количества элементов-примесей сидерофильной группы для пород мантии и «базальтового» слоя характерны и конкретные рудные скопления, формируемые даже теперь в глубоководных океанских впадинах (железо-марганцевые конкреции с повышенными содержаниями никеля, кобальта, ванадия) и рифтах (скопления свинца, цинка и других «сульфурофильных» элементов в Красном море). Наконец, известны месторождения, связанные с мантийными породами — гипербазитами, эклогитами (хром, никель, медь, титан, кобальт, платина и др.) и базальтоидами (полиметаллы). Последовательные металлогенические циклы все же и здесь отличаются по составу рудоносности (нижний и средний протерозой Карелии; Слюсарев, Куликов, 1973).

Континентальная и орогенная сиалитизированные коры гетерогенны, обладают смешанной геохимической специализацией, поскольку состоят из пород всех слоев. Общий усредненный геохимический профиль их определяется по составу верхнего слоя КП, выходящего на поверхность, и по степени влияния недифференцированной специализации нижних слоев. В молодых орогенных корах полициклического развития влияние именно фемической специализации является наименьшим (хотя в конечном итоге вся геохимическая специализация ЗК м а н т и й н а я), поскольку происходило многократное «промывание» колонны.

Введя вместо коэффициента гранитизации ЗК показатель энтропии Шеннона, Г. И. Менакер (1973 г.) подтвердил разработанные нами ранее положения о влиянии типов

предшествующего разреза ЗК на последующие магматизм и металлогению (Щерба, 1960).

Ранее мы приводили величины объемов геологических формаций по стадиям развития ряда геотектоногенов, а также средние содержания в них рудообразующих элементов (Щерба и др., 1972). Еще дальше продвинулись в этом направлении А. Д. Канищев и Г. И. Менакер (1974 г.), рассчитав средние содержания и запасы 15 элементов для различных пород Забайкалья на основе большого количества определений (более 150 тысяч). Представляют интерес обобщенные сведения о средних содержаниях элементов, выведенных разными авторами для оболочек ЗК (табл. 8—12).

Таблица 10

Округленные средние содержания элементов в оболочках
ЗК Забайкалья (по А. Канищеву, Г. Менакеру, 1974 г.), г/т

Оболочка и породы	Sn	Mo	Pb	Zn	Cu	As	Be	Li	Nb	B	F	V	Co	Cr	Ni
Базальтовая	1	1	6	35	25	1	1	12	9	14	425	66	8	80	44
Диорит-метаморфическая	5	2	18	33	24	20	3	26	7	93	519	70	10	63	26
В том числе: диориты (2%)	2	5	24	48	30	3	2	25	21	109	76	72	30	42	41
гранодиориты (42%)	6	2	25	26	17	7	5	29	9	13	939	67	7	64	13
Гранитно-осадочная	6	1,3	25	48	26	12	5	39	14	37	222	50	7	56	13
В том числе: эффузивы и осадочные породы	6	1	24	60	33	27	5	27	11	88	246	66	7	72	20
гранитоиды	7	1,7	20	35	19	14	5	46	15	34	331	40	6	41	10
Земная кора Забайкалья	2,6	1,4	11	35	24	8	1,5	17	8	42	451	67	8	65	37

Как видно из таблицы 12, производные «диоритового» слоя, перешедшие в «гранитный», обогащены Pb, Zn, Mo, Sn, Nb.

Продуктивный седиментный слой Заилийского Алатау практически сдунудирован, поэтому рудные месторождения сохранились только среди останцов нижних ярусов (кембрийские месторождения полиметаллов, редкие металлы в поздних интрузиях гранитоидов и др.).

Установлено, что кларковые содержания Sn, Be, Li, Nb,

Содержание элементов-примесей в метаморфитах и интрузивных породах Заилийского Алатау, г/т

Порода	Чис- ло проб	Mn	Ni	Co	V	Cu	Pb	Zn	Be	Mo	Sn	Nb
«Диоритовый» слой												
Базальты	17	1000	100	17	130	30	5	15				
Габбро	12	900	70	13	90	23	10	30	1	1		
Амфиболиты	12	1030	40	14	36	34	26	210		0,5	1	
Кристаллические сланцы и гнейсы	37	700	46	13	100	36	33	110	Сл.	0,5	4	5
Сланцы аумин- зинской свиты Pt ₁ ,												
Джетымтау и др.		1500			1500	80	14	210				
Мигматиты	19	800	40	12	70	24	19	115	Сл.	0,5	2	2
Гранодиорито- гнейсы	15	900	9	6	30	30	26	60		0,7	5	3
Диориты O ₃	15	600	18	11	80	40	23	100	2	1,5	4	5
«Гранитный» слой												
Плагииграниты O ₃ -S ₁	13	550	15	2	20	35	30	50	2	0,7	5	8
Гранодиориты S-D ₁	70	500	12	20	60	60	28	150	2	2	2	6
Нормальные гра- ниты D ₂	65	450	6	4	48	28	30	60	3	1,5	2	5
Субщелочные граниты D ₃	80	500	6	2	—	17	30	65	10	2	10	36
Аляскиты и лей- кограниты D ₃	237	180	6	8	20	11	27	30	4	2	6	10
Гранодиориты C ₂	91	210			50	9	17	47		0,8	5	
Лейкограниты C ₃	100	1700			18	4	20		3,5	1,3	3	10
Гранодиориты P ₁₋₂	69	730	35	7	60	20	20	45		1,4	5	6

Pb, Zn резко возрастают от слоя «базальта» к «гранитно-осадочному»; для «диоритового» слоя характерны повышенные содержания Mo, As, Co, B, F; уменьшается кверху содержание V, Cr, Ni, а содержание Cu остается примерно одинаковым. Наибольшее количество F содержится в основных эффузивах (425 г/т) и диоритах, тогда как в гранитах его вдвое меньше. Авторами делается вывод о том, что концентрация второй группы элементов прекратилась к раннему палеозою. Интересен установленный факт перехода из рассеянного состояния в месторождения 11 элементов в количествах $n \cdot 10^{-2}\%$ в верхнем слое мощностью 0,5 км.

Далее авторы ставят задачу вычисления средних содержаний элементов для рудных поясов, зон и блоков. Они установили, что содержание рудных элементов в осадочных породах вдвое от гранитных интрузий вдвое выше, чем в зоне их влияния, что связывается ими с явлением избирательного поглощения (?), и что нет прямой связи между концентрацией рассеянных металлов в породах и их запасами в месторождениях.

Обширные геохимические данные приведены по породам Срединного и Южного Тянь-Шаня (И. Х. Хамрабаев и др., 1971 г.). Для нас наиболее интересны содержания элементов-примесей в докембрийских метаморфитах (ауминзинская свита Pt₁) для сравнения их с данными по Заилийскому Алатау (табл. 11).

Полиметаллические месторождения Рудного Алтая формировались в девоне в условиях резко пониженных давлений и низких температур в связи с дифференциацией базальт-липаритовой формации. Околорудный метаморфизм сопровождался Хл—Сц—Кв ассоциацией. Поэтому все девонские породы оказались в той или иной степени обогащенными Ni, Co, Ti, а также Zn, Cu. Аналогично специализированы и нижнепалеозойские метаморфиты той же формации (см. табл. 11). Эта геохимическая особенность передалась и их производным — диорит-плагиогранит-гранодиоритовым породам среднего — верхнего палеозоя.

Для позднего редкометального оруденения характерны более высокие температуры и уже умеренные давления. Им соответствовали такие парагенезисы метаморфитов: Анд — Сил—Кв, Бт—Кв, Ту—Му—Кв, Му—Кв—Кпш—Ту и др. на уровне рудоотложения. Исходными были терригенные древние толщи нижележащего структурного яруса. Таким образом, энергия рудоотложения имела тенденцию к возрастанию к концу каждого цикла.

Для Иртышского метаморфического пояса можно отметить повышенное содержание меди, цинка и ванадия в основных породах и вулканитах среднего девона и среднего карбона; в метаморфитах содержание меди ниже в два с половиной раза, цинка — на 15—20%, ванадия — на 20—30% и т. д. Значительно меньше цветных металлов в гранитоидах по сравнению с вулканогенно-осадочным комплек-

Таблица 12

Содержание элементов-примесей в исходных породах и метаморфитах Иртышского пояса Алтая, г/т

Порода	Число проб	Содержание элементов-примесей (г/т)												
		Cu	Pb	Zn	Ni	Co	V	Cr	Zr	Ti	Mn	Be	Mo	Sn
Неметаморфизованные вулканогенно-осадочные породы														
Сланцы и песчаники орловской свиты D ₂	93	73	8	61	47	24	72	62	58	1908	1232	Не анализ.		
То же, пугачевской свиты D _{2e}	97	31	14	54	28	8	77	68	133	2238	447	*	*	
То же, кыстав-курчумской свиты D _{2gv}	77	28	15	52	27	8	70	65	58	2720	447	*	*	
То же, белоусовской свиты D ₃	104	33	7	43	26	12	75	70	71	2403	563	*	*	
То же, такырской свиты D _{3-C₁}	73	44	18	90	24	10	81	53	79	2357	690	*	*	
То же, гремячинской свиты C ₂₋₃	116	90	7	62	77	25	150	89	71	1767	613	*	*	
Метаморфические породы D ₁ и Pz ₁														
Серицит-хлоритовые сланцы D ₁ (пугачевская свита по Б. Я. Хоревой)	36	14	10	39	31	12	39	18	47	3290	400	2	1	2
Актинолит - альбит - кварцевые сланцы D ₁	9	12	11	30	23	11	33	31	44	2870	410	2	1	<3
Меланократовые эпидот-актинолитовые сланцы D ₁	11	34	6	105	45	36	80	110	30	3770	790	1	2	2
Диафориты по гнейсам Pz ₁ и D ₁	8	16	17	40	17	15	32	50	85	5300	600	3	1	<3

Меланократовые гнейсы и кристаллические сланцы Pz ₁ и D ₁	13	20	13	63	40	30	55	115	41	3680	450	4	2	3
Лейкократовые и слабо гранитизированные гнейсы и кристаллические сланцы Pz ₁ и D ₁	15	30	15	50	26	23	53	72	57	3600	440	2	2	3
Аляскинские мобилизаты в гнейсах Pz ₁	4	5	10	сл.	20	10	37	68	30	2200	300	1	1	<3
Амфиболиты Pz ₁	10	50	сл.	130	50	60	120	70	35	10000	800	сл.	3	3
Сerpентиниты C ₁	4	6	—	57	300	52	30	1088	13	2020	780	—	сл.	1
Тремолитовые сланцы по габбро C ₁	4	20	—	8	205	47	30	718	сл.	230	410	—	1	2

Магматические породы

Габбро-диабазы C ₁	40	100	10	60	150	60	80	60	·	2400	650			2
Габбро-диориты C ₁	40	150	10	70	70	30	20	80		1350	400			
Плагииграниты C ₂	20	20	10	40	10	10	30	10	43	620	200			
Гнейсо-граниты C ₂	125	25	27	28	10		22	37						
Граниты C ₂₋₃	30	50	23	12	4	5	10	9		560	100		<1	
Плагииграниты и гранодиориты кунушского комплекса C ₂₋₃	128	50	17	48	8	6	56	23	67	915	268	1	1	7
Гранитоиды Нарымского массива P ₁	330	46	21	64	17	5	41	33	73	1395	322	3		23

Примечание. Использованы данные Б. А. Дьячкова, Е. Н. Ермолаевой, А. А. Климова, В. В. Лопатникова, Н. И. Стучевского, Г. Н. Щербы.

сом, резко падает содержание никеля, кобальта, хрома, ванадия, зато повышается концентрация олова (табл. 12).

Потенциальная рудоносность комплексов возникает обычно в очагах магмообразования и обусловлена наличием и количественным соотношением рудогенных элементов и экстракторов в исходных метаморфитах (те и другие здесь уменьшены либо угнетены) и особенно в привнесенных флюидах. Некоторые авторы указывают на размещение гранитных плутонов в местах ветвления основных разломов, где они в ряде случаев как бы цементируют консолидированные блоки более древних пород (Балхашский, Алтайский геотектоногены и др.). Реализация потенциальной рудоносности на месте становления плутонов определяется принципом неравновесности (Щерба, 1970). В общем случае, чем больше различаются *PT*-условия очага и камеры плутона, тем полнее происходит экстракция рудогенных элементов, тем продуктивнее интрузии. Вот почему наиболее рудоносны аллохтонные гипабиссальные интрузии, завершающие основную серию, содержащие больше привнесенных компонентов.

В качестве примера унаследованной геохимической специализации в области зарождения гранитных магм можно привести массив Катпар Успенского рудного пояса. Будучи специализированным на вольфрам, молибден и висмут, как и все гранитоиды позднеорогенного пермского акчатауского комплекса, он сопровождается еще и медным оруденением. Меденосными здесь являются не только докембрийские породы, но и ранние формации каледонид основания, обнажающиеся в соседней Спасской зоне. Генерация гранитной магмы на этом уровне явилась причиной обогащения медью, тогда как магматиты других уровней и соседних структур оказались немеденосными.

Схема полицикличности и сиалитизации профиля оруденения со временем подтверждается эволюцией состава и формационной принадлежностью разных рудных парагенезисов, в том числе и самых ранних. На примере Рудного Алтая, Японской и Курило-Камчатской островных дуг и вообще Восточной Азии была показана смена медноколчеданных и железо-марганцевых пластовых руд марганцевыми, затем колчеданно-полиметаллическими и ртутными. Вулканогенные руды от простых пластовых седиментных

ранней стадии одного цикла переходят к сложным гидротермально-метасоматическим пропилитовым поздней стадии (Г. Н. Щерба, 1968 г.; Г. М. Власов, 1974 г.).

Будем ли мы исходить из принципа неравновесности для эндогенных месторождений или же учитывать условия и место образования экзогенных месторождений, в обоих случаях мы неизбежно должны прийти к выводу, что подавляющая часть руд отлагалась в верхней части КП, т. е. в «сидиментном» слое.

Незначительная часть руд, связанных с гипербазитами, вместе с ними останавливалась в «гранитном» слое. Несомненно, большее число месторождений позднее оказалось либо в «гранитном», либо даже в «диоритовом» слое вследствие погружения рудных блоков и вовлечения в переработку в более поздние циклы ГПЗ. Сюда относятся все регионально метаморфизованные руды, начиная от древних железистых кварцитов Украинского щита, медно-никелевых месторождений Канадского щита («диоритовый» слой) и кончая древними колчеданными месторождениями той же центральной части Канады, Австралии либо более молодыми медноколчеданными рудами Курчум-Кальджирского антиклинория (Карчига и др.), а также метаморфогенными золоторудными месторождениями («гранитный» слой).

Как видно из таблиц 8—12, в зависимости от преобладания в разрезе ЗК того или иного слоя с его геохимической специализацией и выноса соответствующих элементов из области метаморфизма мы имеем и определенный профиль оруденения. Общая закономерность заключается в обогащении верхних слоев рудными компонентами, вынесенными из нижних.

Уже давно появились термины «фемическая», «сиалическая» геосинклинали и соответствующие рудные провинции. Установлено также и наследование металлогенической специализации на протяжении ряда металлогенических циклов, например, обогащение медью (медный пояс Африки, Западные штаты США, пояс Анд), медью и молибденом (Анды и Кордильеры, Кавказ), свинцом, цинком (Забайкалье), оловом (Тихоокеанский пояс). Налицо глубинная геохимическая специализация, определившаяся еще при начальном расслоении в верхней мантии, передававшаяся от цикла к циклу всем последующим новообразованным слоям

ЗК, а уже затем и по КП всем последующим металлогеническим циклам и эпохам.

Некогерентные элементы K, Na, Rb, Cs, Ba, Th, U, TR накапливаются в выплавляющихся из мантии магмах благодаря воздействию потоков выщелачивающих растворов и вследствие механизма «зонной плавки». Оба эти процесса развиваются в ГПЗ, где возрастает и роль воды, понижающей температуру плавления.

Если о составе глубинных растворов мы можем судить по их влиянию на развитие магматизма в локализованных частях КП (тепловые потоки), отличию состава магматитов от исходных метаморфитов (привнос H_2O , SiO_2 , Na_2O , K_2O , H_2 , H_2S , Cl_2 , CO_2 , F и рудогенных), то совершенно невыясненной пока остается проблема происхождения «глубинных ювенильных», «интрателлурических», «сквозьмагматических», «транскоровых» растворов, насыщение их кремнеземом и щелочами. Какой процесс вызывал начальную дегазацию? Экстракция остальных подвижных компонентов на пути движения потоков кажется уже более объяснимой. Если это только локальное падение давления в ГПЗ в моменты растяжения и образования сквозных систем, то и в этом случае на глубинах должен был происходить какой-то экзотермический геологический процесс преобразования, может быть, процесс расслоения пиролита, а не только выделения из астеносферы.

Н. П. Семененко (1974), анализируя баланс кислорода, его поглощение верхней частью ЗК при окислении железа, приходит к выводу, что кислород, составляющий в литосфере по весу 49,5%, а по объему 91,77%, поступал и поступает из глубин Земли вместе с тепломассопотоком. В результате разложения гидридов и карбидов металлов ядра Земли выделяются водород и углеводород, которые, проходя через нижнюю и верхнюю мантии и взаимодействуя с их веществом, извлекают кислород и образуют соединения типа H_2O , CO_2 , CO, CH_4 и др. Воздействуя на породы верхней мантии и извлекая из них ряд компонентов, эти горячие газы образуют флюидные потоки, проходящие в периоды растяжения вверх по ГПЗ, вызывая ряд явлений, в том числе и расплавление пород.

Последующий ряд преобразований, происходивших в КП, логически более объясним. В этапы растяжения раздви-

ги основания приводили к усилению влияния вскрывавшегося «базальтового» слоя и нижележащих, а возникавшие глубокие очаги магматизации обеспечивали теплом и соответствующими компонентами более высокие уровни ГПЗ. В этапы сжатия происходило накопление добавочной тепловой энергии, а метаморфизм вызывал дегазацию и экстракцию из пород рудогенных элементов, которые затем подавались опять-таки на более высокие уровни в среднюю и верхнюю части КП. Такова общая зависимость геохимического профиля от типа разреза ЗК.

Геологические и рудные формации

Самым очевидным проявлением мощной восходящей миграции вещества по КП являются вновь образованные эндогенные геологические формации в «седиментном» слое объемом во многие сотни и тысячи кубических километров. К ним обычно добавляется и материал вмещающего слоя путем ассимиляции, механического захвата или, наконец, латерального примешивания (вулканогенно-осадочные и терригенные формации) и метаморфизма линейных зон. Из этого следует, что основной расход энергии и вещества шел на образование именно самой геологической формации. Аналогично положение и с экзогенными формациями. Формационное деление месторождений приводится в работах В. А. Кузнецова (1966 г.), В. И. Смирнова (1965), Е. Т. Шаталова (1972 г.) и др.

Рудное вещество составляет незначительную часть геологической формации (обычно доли процента), извлекается часто вместе с материалом формации и обособляется затем в рудные скопления, рудные тела и месторождения (образующие рудные формации). В процессе становления, упорядочения вещества геологической формации в новых для нее условиях ослаблялись связи между лито- и рудогенными компонентами первоначальной системы (расплава, раствора) ввиду перехода их в новое (кристаллическое) состояние, сопровождаемое выделением избыточных компонентов (тепла, летучих, воды, рудогенных) в условиях резко пониженного давления (десятки и первые сотни бар) и низкой температуры (десятки и первые сотни градусов). Это основные причины всех последующих хорошо изученных процес-

сов эндогенного рудообразования, начиная от ликвации и кончая отложением из низкотемпературных растворов. Следовательно, рудная формация является либо отдельным членом геологической формации (парагенетическая связь), либо производным при ее становлении в новых условиях (генетическая связь, вторичная формация — метасоматическая или седиментная).

Большей частью геологическая и рудная формации совмещены пространственно. Однако известны случаи, когда руды оторваны от породившей их формации, особенно удалены руды стратиформных месторождений, связанных с промежуточными бассейнами дифференциации базальтовой магмы (атасуйский тип). Еще более разорваны связи между скоплениями ртути и их источниками, к которым иногда относят и подкорковый слой (ртуть в серпентинитах). Но даже и здесь для реализации потенциальной рудоносности требуется перемещение системы в неравновесные *PT*-условия, что и обеспечивается в ГПЗ, тогда как обычное медленное воздымание фронтов сопровождается лишь перестройкой более плотных минеральных парагенезисов в менее плотные (безрудность гранито-гнейсовых куполов).

Выше было показано, что при расширении в глубинных зонах происходит гранитизация вследствие кремнещелочного метасоматоза. «Исходным субстратом для метаморфогенных систем расширения всегда является метаморфогенная система сжатия» (Ициксон, 1973, стр. 180). Таким путем возникает гранитно-метаморфический субстрат. Этот вывод совпадает с мнением многих исследователей и согласуется с приведенными выше данными и потому может считаться достаточно надежным.

Каким бы определенным и простым ни казался вопрос о хорошо изученных региональных гранитоидных формациях и сериях, которые выделяются в седиментном слое по вариациям вещественного состава, мы видим из описанных выше наблюдений над очагами магмообразования, что каждый комплекс, формация, серия наследуют: а) состав весьма разнообразных исходных пород, подготовленных метаморфизмом для гранитообразования, б) состав и относительное количество привнесенных компонентов ювенильными растворами, в) состав контаминирующих пород на пути движения расплава и в камерах плутонов. Наконец, интрузии

начинаются при условии достижения определенного различия в вязкости смеси литокристаллокластов и жидкости («каши») и вмещающих пород, т. е. на разном уровне гомогенизации состава, при разной температуре, что также влияет на состав плутонов. Этим и обусловлена их необычайная формационная сложность, и чем дальше мы будем находить тонкие признаки отличия, тем ближе наши классификации по числу видов будут приближаться к числу плутонов. Это относится и к непрерывным сериям. Бóльший интерес представляют контрастные серии, резкие изменения составов, в частности для лейкократовых анатектических гранитов более глубоких очагов с большей долей участия в их составе привнесенных кремнезема и щелочей.

Весьма обширна литература о связи конкретных рудных формаций не только с геологическими (особенно магматическими) формациями вообще, но конкретно и с комплексами, плутонами, вулканическими центрами, стратиграфическими горизонтами. Связь эта доказывается геологическими, структурными, геохимическими критериями, хотя и не во всех случаях является бесспорной.

В одном и том же плутоне от более глубинных фаций гранитоидов к менее глубинным отмечается повышение содержания редких элементов, редких металлов и Pb, F, Li (коростенский комплекс; М. И. Толстой и др., 1973 г.). В качестве последнего примера обратимся к одной из поздних работ по Рудному Алтаю.

В. С. Кузевный (1973), выделив в Рудном Алтае три петрометаллогенических ряда (Рудно-Алтайский, Калбинский, зон глубинных разломов), сейчас связывает с каждым из них определенную минерализацию, и это правильно. Основным мы считаем отнесение автором основных колчеданно-полиметаллических месторождений к верхнему карбону — нижней перми и связь их с формацией малых интрузий поздних альбитофиров — порфиритов. Это, в сущности, та же, но несколько видоизмененная концепция, с которой еще в 1934 г. выступили И. Ф. Григорьев, М. А. Усов, а затем в 1957—1961 гг. П. Ф. Иванкин, П. В. Иншин и В. С. Кузевный. Однако с того времени накопилось много новых фактов, доказан эйфельский возраст седиментного оруденения в Лениногорске, обоснована стратиформность и многоярусность руд в вулканогенном разрезе девона. Тем не менее В. С. Ку-

зубный (1973) пишет, что «вулканические и вулканоплутонические формации промышленным оруденением не сопровождаются. В связи с ними известны немногочисленные рудопроявления убогой вкрапленности и кварцевожильной минерализации... Магматические комплексы доорогенного этапа развития Алтая практически непродуктивны».

Не вызывает сомнений лишь вывод о том, что по мере развития петрогенетических рядов магматизма формы связи оруденения с магматитами все более усложняются — от непосредственных генетических до отдаленных парагенетических. Но эти связи необходимо рассматривать в совокупности с происхождением самой магматической формации, геохимической спецификой исходной материальной основы магмообразования.

Как было показано нами ранее (Щерба, 1963, 1968, 1972, 1974), признаки, приводившиеся в защиту позднего возраста полиметаллического оруденения на Алтае, обладают конвергентностью и потому не могут служить не только прямым, но даже и косвенным подтверждением прежних взглядов. Регенерация руд под влиянием поздних интрузий (гидротермальные потоки, метаморфизм, динамометаморфизм, прямое расплавление и ассимиляция руд) значительно видоизменила истинные взаимоотношения и даже формационную принадлежность руд (появились скарны, жилы, будиниты). При обосновании своих построений В. С. Кузубный и В. В. Попов опираются обычно на неполно изученные взаимоотношения и на мнение других авторов. А это шаткий путь, так как многие исследователи со временем изменили свои выводы. Например, М. Г. Хисамутдинов, активный в прошлом противник «эффузивной» концепции, сейчас стал ее сторонником.

Одним из доводов В. С. Кузубного является указание на то, что полиметаллические месторождения Рудного Алтая не удалены дальше, чем на 2,5 км, от контактов гранитных массивов змеиногорского комплекса. Но ведь общеизвестно, что этими интрузиями пронизан весь блок Рудного Алтая, и, таким образом, в се геологические образования здесь находятся вблизи интрузий. Однако это не означает, что они с ними связаны генетически. Таков же характер и остальной аргументации. В своей монографии, опубликованной в 1961 г., В. С. Кузубный утверждал, что полиметаллическое

оруденение моложе редкометального. В более поздней работе (1973) он утверждает противоположное, не вскрывая причин прошлых ошибок, даже вовсе о них не упоминая. Наша дискуссия с В. В. Поповым по вопросам генезиса полиметаллических месторождений Рудного Алтая опубликована в журнале «Советская геология» (№ 10, 11 за 1973 г., № 7, 9 за 1974 г.).

На самом деле, как сейчас достоверно установлено, колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая генетически связаны с девонским контрастно дифференцированным базальтоидным вулканизмом (Белькова и др., 1954 г.; Бубличенко, 1945; Вейц, 1959; Дербилов, 1966; Покровская, Ковриго, 1971; Щерба, 1954, 1968, 1974; Яковлев, 1972). Следовательно, базальт-липаритовая вулканогенная геологическая формация и колчеданно-полиметаллическая рудная формация парагенетически связаны с промежуточными бассейнами дифференциации базальтоидной магмы. В «седиментном» слое эта связь выглядит уже более отдаленной.

Таким образом, в соответствии с последовательным изменением источников магматического и рудного вещества в течение трех стадий каждого цикла по схеме верхняя мантия — базальтовый слой — диоритовый слой изменяется и состав рудных формаций — сидеро-халько-литофильных в каждом цикле с нарастанием со временем литофильных и убыванием сидерофильных.

Генетические связи редкометального оруденения с интрузиями лейкократовой гранитоидной магмы — формацией лейкократовых гранитов поздней стадии развития — еще более отчетливы (пегматитовая, грейзеновая, кварцевожильно-грейзеновая, скарново-карбонатно-грейзеновая и кварцевожильная формации оловянно-вольфрамовых, редкоэлементных и комплексных месторождений), а сами руды часто залегают в рудоносных гранитных и субщелочных плутонах и разновозрастны с ними. Все это подтверждает наличие тесных связей между геологическими и рудными формациями, имеющими, в сущности, один источник зарождения, миграции и становления. В этом аспекте понятие «глобальные рудоконцентрирующие разломы», лишённые соответствующих геологических формаций (даже если разломы вообще могут концентрировать руду), едва ли правомерно.

Рудные пояса и их внутреннее строение.

Прежде всего необходимо отметить, что упорядочение геологического вещества в геотектоногенах с закономерным размещением геологических формаций определяет повышенную рудоносность и закономерное распределение оруденения в виде рудоносных поясов и площадей. Форма и размеры рудоносных площадей определяются соответствующими параметрами и типами геотектоногенов (линейные и каркасные). Отсюда и рудные пояса по размерам могут быть подразделены на глобальные (первого порядка, десятки тысяч километров, Тихоокеанский), континентальные (второго порядка, тысячи километров, Срединный Казахстан-Охотский пояс Советского Союза, Уральский), межблочные (внутриплитные, третьего порядка, до тысячи километров, Рудный Алтай, Успенский) и внутриблочные (четвертого порядка, первые сотни километров). Более мелкие рудоносные структуры целесообразнее именовать рудными зонами. Все это относится к линейным поясам, длина которых в несколько раз (в 3—10) больше ширины.

Что же касается каркасных геотектоногенов, то связанные с ними рудоносные площади мы предложили именовать рудными провинциями. Вероятно, среди них тоже следует выделять по размерам две-три категории: внутриконтинентальные (первого порядка, тысячи километров в поперечнике, Канадская, Бразильская провинции); внутриблочные (второго порядка, сотни километров, Балхашская); локальные (третьего порядка, до сотни километров).

Например, альпийская металлогения Памира сопровождалась образованием пояса месторождений Sn, Au, Ag, Sb, Hg и Pb, Zn, Cu. Обосновывается она тектоно-магматической активизацией (Т. С. Аверьянов, 1973 г.; М. М. Безуглый, Р. Б. Баратов и др., 1973 г.); исходя из нашей модели, здесь проявлен обычный альпийский тектонический цикл в орогенной ЗК, сопровождаемый своей металлогенией. Киммерийская металлогения Забайкалья отчетливо подчинена схеме каркасного геотектоногена, судя по обобщениям Г. И. Князева (1973 г.), а также по данным других авторов (Е. А. Кириллов, Р. Сейфуллин, 1973 г. и др.), и выводам о

так называемых «замкнутых поясах», которые на самом деле представляют собой части металлогенической провинции.

Еще один пример. В своей недавней статье М. А. Фаворская (1972) отметила ряд известных факторов глобальной металлогении континентов и океанов, в частности о единстве «рудоконтролирующих» трансрегиональных (трансформных) разломов, пересекающих одновременно и континенты, и океаны. Рудные узлы располагаются на пересечении основных и поперечных структур, что было давно (еще в 1962 г.) установлено К. И. Сатпаевым и нами на материалах Казахстана. В противоречии с гипотезой «тектоники плит» находится многократное повторение тектоно-магматических циклов вдоль одних и тех же подвижных зон, магматизм и оруденение которых не проявлены равномерно вдоль всего фронта «поддвижения» плит и, наоборот, обнаруживают тесную связь с глубинами Земли.

Рудные пояса по своему внутреннему строению и составу, как показала практика детального картирования, поисков и разведки, можно подразделить следующим образом.

1. Простые — состоящие из одной рудоносной зоны, насыщенной месторождениями одного состава (Тургайский железорудный, Чаган-Узунский ртутный и др.).

2. Многозональные — обусловленные наличием нескольких рудных зон одинакового или различного по рудоносности состава (большинство поясов). Среди последних выделяются такие группы:

а) симметричные — в которых зоны параллельны и располагаются симметрично (по составу) относительно центральной, наиболее ранней (Алтайский);

б) асимметричные — зоны расположены незакономерно, может быть, даже в одной стороне от ранней (Чу-Илийский);

в) пересекающиеся — обычно поздние зоны располагаются под определенным углом относительно ранних (Успенский, Чу-Илийский).

3. Полициклические — сложные полизональные пояса, возникшие в полициклических геотектоногенах (Уральский и др.). По своему внутреннему строению они чаще всего бывают асимметричными с пересекающимися зонами. На полициклическость поясов впервые обратил внимание В. И. Смирнов (1959).

Рудные провинции обладают линейно-узловым расположением рудоносных площадей, поэтому они могут быть разделены на провинции с правильной решеткой зон (ортогональная, ромбовидная, полигональная, параллельная, сетчатая вообще) или неправильной, образующей различные сочетания зон в различных местах (довольно распространенный случай).

В узлах пересечения ГПЗ возникают рудоносные районы и узлы совмещенного оруденения разных формаций. В зависимости от геометрии каркаса расстояния между рудными узлами составляют обычно десятки километров. Как отмечалось, металлогения щитов и платформ может рассматриваться с точки зрения глубоко денудированных провинций полициклического развития с наложением нескольких эпох минерализации.

Состав минерализации в рудных поясах и провинциях определяется структурой КП (типом разреза ЗК) и всем ходом совершавшихся в ней процессов. Иначе говоря, в КП океанского типа (только нижняя часть развитой КП) мы будем иметь только фемическое оруденение, с появлением «диоритового» слоя — сидеро-халькофильное, а с появлением «гранитного» — и литофильное.

Стадии развития ГПЗ и связанные с ними металлогенические эпохи по составу минерализации повторяют металлогенический цикл: ранняя эпоха — сидерофильное и халькофильное, средняя — халькофильное (сульфуροфильное), поздняя — литофильное (оксифильное, силикатофильное).

В полициклических ГПЗ с каждым металлогеническим циклом при определенном повторении повсеместно отмечается сдвиг оруденения в сторону литофильности. Такое изменение состава по мере развития геотектоногенов обусловлено соответствующим ходом процессов в КП, рассмотренным выше.

В общем случае даже моноциклические рудные пояса по составу оказываются полиметальными. Преобладание какого-то одного вида оруденения обычно свойственно рудным зонам — частям пояса, оруденение которых вызвано одной эпохой минерализации.

Вертикальная структура рудных поясов сложна и также отражает историю их развития. Как обычно, сле-

дует различать глубинное строение моно- и полициклических поясов.

В самом простом случае можно говорить о трех рудодносных уровнях-этажах в верхней части КП. Нижний — включает оруденение, связанное с ранней эпохой и размещенное как в структурах ранней стадии, так и в более древних; средний — в структурах средней стадии развития, а также с частичным совмещением в более нижних; верхний — соответственно в верхних структурах и с наложением в нижних. Строгое размещение оруденения в соответствующих ему по времени структурах характерно лишь для осадочного и стратиформного типов.

Плутоногенное оруденение размещается обычно на глубине не более 2—5 км от расположения синхронных с ним седиментных формаций, и потому вертикальная амплитуда оруденения обычно несколько больше мощности структурных ярусов в пределах верхней части КП.

Для полициклических рудных поясов простая трехслойная модель резко усложняется, возникает многослойная, фрагментарная. С одной стороны, происходит увеличение числа рудных горизонтов за счет нарастания новых циклов, возрастает вертикальная амплитуда; на глубинах появляются метаморфизованные и метаморфогенные рудные формации. С другой стороны, в нижних ярусах происходит рассеяние рудных скоплений и уничтожение месторождений при метаморфизме, особенно при магматизме.

На юго-восточном фланге Курчум-Кальджирского антиклинория в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма еще сохранились медноколчеданные руды (Карчига и др.). Остались они и на северо-западном фланге (Старая шахта). Нами уже описан случай сохранения медно-никелевых и медно-цинковых руд в условиях амфиболитовой фации в Канадском щите (рудные пояса Томсон, Линн Лейк). Коррозия и разрушение рудных залежей начинались там с момента метасоматоза и гранитизации (Щерба, 1973). Аналогично положение в Успенском и Рудно-Алтайском поясах, где гранитоидные интрузии поглотили часть полиметаллических руд (Самомбет, Алейский антиклинорий и другие участки).

Л. Лоуренс (1973 г.) отмечает, что сингенетичные полиметаллические руды Брокен-Хилла (Австралия) были дважды

ды метаморфизованы, сначала в условиях гранулитовой фации (с переплавлением, образованием пегматитов 1700 млн. лет назад), а затем и амфиболитовой (500 млн. лет назад). По-видимому, именно это явилось причиной концентрации рудного вещества и богатства руд. Как видим, и здесь, в условиях замкнутого изохимического метаморфизма гранулитовой фации сохраняются даже сульфидные руды (так же, как и в Канадском щите).

Таким образом, при гранитизации в общем случае происходит ликвидация нижних металлоносных этажей и частей более верхних, располагавшихся в пределах осевых зон поясов метаморфизма. Кроме того, магматические интрузии на пути своего продвижения поглощали рудные скопления в магматических очагах, в камерах становления и только частично их регенерировали на новых уровнях. Отсюда рудные этажи еще более утрачивали свою первоначальную сплошность, возникала фрагментарность.

В связи с тем, что Чарский пояс гипербазитов оказался меланжем, стали понятны неудачи с разведкой ассоциирующегося с ним ртутного и хромитового оруденений. По нашим наблюдениям, известные сейчас хромитовые тела — это отдельные растащенные блоки, будины некогда более крупных залежей, истинное положение которых не установлено. Не исключено, что и ртутные рудные зоны являются лишь перемещенными частями некогда более крупных зон, разделенных на части в процессе инъекции серпентинитов.

Следовательно, при тектоническом перемещении пород и рудных тел из мантии и нижних частей ЗК в седиментный слой рудные залежи могут иметь лишь вторичные форму и залегание, что очень важно при оценке. Если ко всему этому добавить еще и тектонические перемещения блоков, то сложность размещения и чередования разных по составу рудоносных этажей в вертикальных разрезах поясов и провинций станет еще более очевидной. В целом мы имеем дело с наращиванием этажности рудных поясов сверху при одновременных дезинтеграции и ликвидации ранних рудоносных этажей снизу. Критической нижней поверхностью рудного пояса становится сложная поверхность магматизации, а верхней — поверхность денудации. Боковыми ограничивающими поверхностями являются плоскости краевых разломов.

Рудные зоны и время

Рудные зоны внутри рудного пояса представляют собой наиболее крупные элементы упорядоченной системы.

В пространстве главная их часть образует параллельные, тесно соприкасающиеся или разделенные безрудными участками полосы, вытянутые вдоль пояса. Они бывают сплошными или прерывистыми (колчеданно-полиметаллическая и медноколчеданная зоны Рудного Алтая) с тенденцией к выклиниванию на флангах. В отличие от породивших их структурных зон, клинообразно уходящих корнями в глубь ЗК, рудные зоны можно уподобить горизонтально лежащим призмам, толщина которых резко переменчива. Сверху зона ограничена самой поверхностью, а снизу — уровнем отложения рудного вещества в условиях растяжения, т. е. практически не намного больше 5 км, а обычно даже меньше. Для седиментного оруденения вертикальный размах еще меньше (1—2 км для нескольких стратифицированных уровней).

При дальнейших геологических преобразованиях, особенно в полициклических поясах, под влиянием тектонических деформаций и магматизма первоначальная, довольно сложная конфигурация рудной зоны может резко нарушиться: при сжатии зона сужается и вытягивается по вертикали (горизонтальные маломощные пластообразные рудные тела занимают наклонное или субвертикальное положение), при растяжении происходит расчленение ее на отдельные части. Вертикальные и горизонтальные перемещения блоков вызывают нарушение единства зоны, а также ее расчленение. Магматизация ведет к перераспределению рудного вещества, нередко к его рассеиванию, благодаря чему зона приобретает лоскутную форму, распределение оруденения становится еще более неравномерным.

Во времени мы видим тяготение металлогенических зон ранних эпох к осевым частям пояса, а средних и поздних, разрастающихся, — к периферии. В самом простом случае возникает симметричная парная зональность либо односторонняя, однонаправленная последовательная смена ранних зон более поздними. Как уже отмечалось ранее, в поздние эпохи все более заметна центробежная тенденция и переход зон от линейности к каркасности. Эта же тенден-

ция сохраняется и при распределении рудных районов и узлов внутри самих зон. Изменение состава оруденения в каждую эпоху связано, в общем случае, с изменением положения очагов магмообразования. Наиболее резко выражена каркаемость в рудных провинциях, где рудные узлы закономерно размещаются в местах пересечения зон с определенным «шагом» (на расстоянии в десятки километров).

Размеры рудных зон определяются соответствующими размерами структурных зон, магматических поясов и цепочек, занимая в их контурах внутреннее положение, поскольку краевые и фланговые структуры и магматические постройки часто слабее минерализованы.

В полициклических рудных поясах первоначальное упорядочение нарушается в двух направлениях: при телескопировании происходит усложнение формы зон и внутреннего распределения месторождений разных, нередко чуждых формаций; при магматизации — частично поглощаются ранние зоны, происходит регенерация, возникают новые. Вертикальная амплитуда оруденения обычно возрастает, нарушается геохимическая зональность. Разрушительно действует на рудные скопления глубоких горизонтов и ультраметаморфизм, а на верхние — денудация (две «критические» поверхности).

Закономерность геологических процессов в КП в течение каждого цикла определяет характер эндогенного оруденения. Для ранней металлогенической эпохи оно связано с мантийными источниками (изотопия свинца и серы), для средней — с преобразованием «базальтового» слоя и для поздней — с коровым, «диорит-гранитным». Это самая общая схема, так как во всех случаях участвуют и смешанные источники. Такой вывод вытекает из представлений об основных источниках вещества самих геологических формаций.

Как видно из изложенного, оруденение следует за определенным геологическим процессом, будь то магматизм или седиментогенез. Несколько более оторвано во времени оно от метаморфизма (исключая метаморфогенное), поскольку миграция рудных элементов осуществлялась длительно, последовательно, часто переходя и через магматогенную форму.

Если даже отвлечься от геологически закономерных про-

цессов в КП и основываться только на чистой статистике, то и в этом случае можно получить некоторые упрощенные подобия реальности. Так, по данным, рассчитанным на ЭВМ по 5000 месторождений (П. Лажничка, 1973 г.), установлена такая общая возрастная последовательность отложения главных рудных скоплений мира:

Cr, Ni→Au→Cu, Zn→Pb, Ag→Sn, W, Sb, Mo→Hg.

Конечно, такой подсчет не может дать полностью объективных данных, так как он не учитывает цикличности оруденения, а также то, что в древних провинциях сдунудировано позднее оруденение, а в молодых — скрыто раннее. В разновозрастных циклах происходит чередование оруденения разного состава.

Аналогичные материалы в последнее время получены и по Приамурью. Так, С. Ф. Усенко и М. В. Чеботарев (1973) отмечают, что для ранней эпохи характерно доскладчатое оруденение Fe, Mn, Cu, Ni и др., а для поздней — Au, Sn, Mo, W и других редких элементов. Профилирующими элементами считаются Au и Sn.

Изучение металлогении метаморфических комплексов поясов докембрия СССР позволило выделить такие металлогенические мегациклы (В. А. Соколов и др., 1972 г.): $>3300 \pm 300$; $>2600 \pm 100$; $>2000 \pm 100$; $>1700 \pm 100$; >670 млн. лет, в которых произведено разделение месторождений на про-, рео- и ортометаморфические классы. В дальнейшем надо ожидать существенных уточнений количества самих мегациклов (их будет больше), временных интервалов (они крайне неравномерны) и более дробного разделения на циклы и эпохи, если исходить из общей тектонической цикличности планеты. Во всяком случае, если колчеданные стратиформные месторождения Карелии имеют возраст 2600—2500 млн. лет, то они, естественно, знаменуют собой начало очередного металлогенического цикла.

Вообще, древние металлогенические циклы и мегациклы еще недостаточно изучены в хронологическом отношении. Металлогения проявлялась одновременно с геологическим развитием, образованием конкретных формаций и структур, тогда как метаморфизм, сопровождаемый динамометаморфизмом, способствовал преобразованию возникших пород и большей частью вел к разрушению древних руд, частично

регенерированных в более молодые скопления. Все это усложнило датировку, отсюда постановка вопроса о прямой связи метаморфизма с металлогеническими циклами докембрия, по-видимому, не совсем правомерна; справедлива она отчасти только для средних частей КП и лишь для метаморфогенных (но не метаморфизованных) групп месторождений, преимущественно нерудного сырья. Первый класс — прометаморфические руды — возник до метаморфизма; даже реометаморфические руды — продукты сегрегации рудных компонентов из пород и ранее существовавших сульфидных руд. Только последний класс может быть отнесен к собственно метаморфогенному рудообразованию (пегматиты и др.). Широко трактуется и значение метаморфизма как источника магмообразования, вулканизма и т. д., при этом недооценивается роль глубинного привноса.

Анализ рудоносности металлогенических циклов и эпох от самых древних к молодым показывает, что от цикла к циклу, от эпохи к эпохе, параллельно с развитием ЗК и ее КП закономерно изменяется и металлогения. Раньше явно преобладали стратифицированные эндогенные рудные формации сидеро-халькофильного профиля, позже стали преобладать нестратифицированные эндогенные месторождения и возросло число экзогенных — производных соответствующих уровней денудации слоев ЗК. Со временем литофильность оруденения все усиливалась и происходило усложнение вещественного состава формаций.

Д. В. Рундквист и др. (1971) указывают еще на так называемую акселерацию оруденения — ускорение металлогенических эпох и стадий, усложнение рудных формаций и увеличение их числа. Необходимо указать также и на сокращение размеров рудных поясов, усиливающуюся их фрагментарность. В сущности, нет единого альпийского Средиземноморского рудного пояса, состоящего из ряда разновозрастных поясов второго порядка. Тихоокеанский пояс не только полициклический, но и фрагментарен. Наиболее выдержаны в обоих поясах ранние пояса второго порядка. Сказанное относится и к их частям — рудным зонам.

Связи магматизма и оруденения в течение одного цикла развития в общем стандартны. Оруденение раннего базальтоидного вулканизма синхронное, часто седиментное, место его зарождения — промежуточные бассейны. Позже

хромитовое и никель-кобальтовое оруденение пространственно оказывается тесно связанным с гипербазитовыми интрузиями, а медно-никелевое — как с самими расслоенными интрузиями, так и с более глубинными промежуточными бассейнами. Пространственно оторвано ртутное оруденение.

В среднюю и позднюю эпохи оруденение более тесно ассоциирует с вулканизмом, развивается при его затухании в субвулканической обстановке. Интрузии среднего и кислого состава генерируют руды как внутри самих массивов, так и в ближайших экзоконтактах.

Экзогенное оруденение в среднюю и особенно позднюю эпохи, начиная от кор выветривания, все более отрывается от своих источников, удаляясь на сотни метров (россыпи), многие километры и даже десятки километров (хемогенные осадки).

Размещение рудных узлов и полей

В рудных полях и металлогенических зонах месторождения ассоциируют с родственными им геологическими формациями и размещаются в виде продольных цепочек и узлов.

В качестве примера можно привести пояс Рудного Алтая протяженностью до 500 км. Полиметаллическая зона здесь включает рудные цепочки и узлы, расположенные на расстоянии 40—60 км друг от друга. Одной из продольных цепочек является Иртышская протяженностью 85 км и шириной 5—15 км, в которой месторождения и рудопроявления размещены на расстоянии 3—5 км друг от друга. К этому поясу относятся еще Бутачихинско-Кедровская, Успенно-Корелинская и другие цепочки. В рудных узлах с вытянутыми контурами в радиусе 7—10 км концентрируется от 3—5 до 15—20 месторождений и рудопроявлений, обычно одной формации. Узловое распределение оруденения характерно как для ранней полиметаллической зоны, так и для поздней Калба-Нарымской оловянно-вольфрамовой.

Цепочки оловянно-вольфрамовых месторождений находятся в ореольной зоне Миролюбовского массива гранитоидов, а также в других, более крупных. Расстояние между рудными узлами колеблется от 15 до 30 км.

Относительно всей рудной зоны цепочки и узлы размещаются по-разному. Они тяготеют либо к зонам древних разломов в основании, либо к участкам пересечения, к центральным и краевым частям, но не связаны с хорошо проявленными сквозными разрывами, которые чаще всего оказываются более поздними. Соотношение обоих типов распределения рудных площадей в пределах различных зон неодинаково. Все же можно отметить преобладание рудных цепочек в ранних зонах и рудных узлов — в поздних.

В рудных провинциях, примером которых является Балхашская, заметно преобладает, как указывалось, узловый характер распределения оруденения с неодинаковыми расстояниями между узлами как одних и тех же, так и различных типов месторождений. В среднем расстояния между рудными узлами составляют 30—40 км, между месторождениями, принадлежащими нередко к разным формациям, 3—7 км. Геометричность зависит от геотектонической структуры.

Рудные поля ранних эпох обычно имеют в плане вытянутую, а в разрезе многоэтажную уплощенную форму, согласную с общим характером размещения геологических формаций и их фаций. С развитием более поздних нарушений (складчатость, смятие, разломы) форма их изменяется согласно общему плану деформаций и становится вторичной. В зонах смятия рудные поля и тела приобретают вторичную сплюснутую форму (в Иртышской и Северо-Восточной зонах смятия Рудного Алтая), вытягиваются по вертикали и имеют вид крутых пластин (иногда разрезанных на ленты), линз, будин. Особо резко изменяются стратиформные месторождения, заключенные в пластичных породах (Г. Н. Щерба, Е. И. Паталаха, 1966 г.).

Со временем становления геотектоногена и рудного пояса формы рудных полей все более приближаются в плане к изометричным или неправильным, а на глубину — к конусным одно- или многокорневым либо расплывчатым. Они связаны с центрами вулканизма или с конкретными интрузивными массивами, размеры, формы и расположение которых определяют дислокацию и формы самих рудных полей. Специально этим вопросам посвящена работа П. Ф. Иванкина (1970 г.), хотя нужно заметить, что в ней не уделяется

должного внимания весьма распространенным вторичным формам.

Изометричные поля подвергаются обычно меньшим изменениям форм, поскольку локализованы они в консолидированных или кристаллических породах, к тому же в поздние стадии господствуют блоковые движения и разрывные деформации, которые лишь смещают отдельные части рудных полей. Нарушают первичные и даже вторичные формы рудных полей упоминавшиеся выше метаморфизм и гранитизация снизу (остаточные коррозионные), и поздняя денудация — сверху.

Многообразии первичных форм рудных полей и различные их позднейшие преобразования должны учитываться при прогнозных оценках и разведке.

Рудные парагенезисы и зональность

И парагенезисы, и зональность как изолированные явления детально изучены и описаны в специальных работах многих авторов, по этим вопросам опубликованы крупные монографии и сборники статей. Коротко рассмотрим эти явления лишь в зависимости от последовательности процессов в КП обычного континентального типа ЗК.

На ранней стадии в КП с появлением базальтовых и гипербазитовых магм формируются и связанные с ними сидеро-халькофильные рудные парагенезисы ранней эпохи. Магматиты и руды, образуя «седиментный» слой, размещаются в нижней части структуры очередного цикла, в первом ярусе, реже застревают в более древних породах основания.

Соответственно, магматиты средне-кислого состава и халькофильные руды средней стадии развития и металлогенической эпохи, вместе с терригенными осадками, продолжая наращивать «седиментный» слой, размещаются во втором структурном ярусе, частично в нижележащих. Наконец, гранит-липаритовые магматиты и литофильное оруденение располагаются еще выше, в третьем структурном ярусе, либо накладываются на нижележащие. По вертикали, в общем приближении, в каждом металлогеническом цикле возникает трехъярусная зональность в размещении главных по составу парагенных ассоциаций и типов руд.

Зональность рудных поясов и зон, в первую очередь, определяется принадлежностью оруденения к ранней, средней или поздней стадиям развития ГПЗ, к определенным эпохам металлогении и соответственно к источникам магматических формаций и руд. Во вторую очередь влияет неоднородность геохимической специализации частей КП в разных местах геотектоногенов, обусловленная типом разреза ЗК. Именно этим объясняется зональность Алтайского рудного пояса и многих других.

Важно отметить, что рудные парагенезисы всех трех ярусов формируются в условиях пониженных давлений в ГПЗ, в верхней части КП, которые способствуют сепарации рудного вещества. Напомним, что растяжение господствует на ранней стадии по всему разрезу КП, благодаря чему мантийный материал получает возможность сквозной миграции и достигает поверхности.

Для средней стадии характерны переменные условия сжатия — растяжения в большей части КП, исключая ее верхнюю часть. Здесь сжатие проявлено слабо, накапливались терригенные формации и, следовательно, оруденение второго яруса концентрировалось также в условиях относительного растяжения, особенно по сравнению с низами средней части КП, где в это время развивались ультраметаморфизм (и метаморфогенные руды) и магматизация. Очаги магматических формаций располагались в верхах «базальтового» и в «диоритовом» слоях.

Литофильное оруденение третьего, верхнего, яруса отлагалось в обстановке пониженного давления в верхней части КП. Аллохтонные магмы попадали в условия пониженных давлений, часто останавливались на небольших глубинах (резкое понижение вязкости кристаллизовавшихся расплавов приближало их в этом отношении к вмещающим осадкам). Материальные источники магматитов и руд располагались в средней части КП, в ее «диоритовом» и «гранитном» слоях. Мощности рудоносных ярусов в общем близки к мощностям структурных ярусов, местами они несколько увеличены за счет опускания прежних границ.

В полициклических геотектоногенах и рудных поясах количество рудоносных ярусов возрастает за счет более древних, реликтовых, уцелевших от разрушения при наложении

метаморфизма и магматизма. Зональность их становится циклической или смешанной (при совмещении).

Наряду с такой общей ярусной зональностью хорошо известны латеральная и вертикальная зональности рудных узлов, рудных полей, месторождений и рудных тел. На примере стратиформных месторождений Успенского и Алтайского рудных поясов (атасуйский и алтайский типы) хотелось бы обратить внимание на зависимость состава минерализации от синхронного процесса магматической дифференциации в рудоносном очаге.

При контрастной дифференциации базальтоидных магм и при дебазальтизации вообще первыми из системы удаляются Mg, Ca, которые на уровне рудоотложения образуют карбонатные осадки, а также способствуют хлоритизации и доломитизации, затем Fe, выпадающее в виде сульфидных или окисных соединений, и Mn (колчеданные линзы, пласты железных и марганцевых руд). После этого происходит выделение Cu, Zn (медноколчеданные, медно-цинковые руды), и только в конце выделяются совместно Cu, Pb, Zn, Ag, Au, Bi и др. В соответствии с последовательностью выделения и способом отложения рудного вещества (седиментация, метасоматоз, отложение в трещинах) возникала своя закономерная, достаточно контрастная вертикальная и горизонтальная зональность (часто концентрическая, ореольная).

Ритмичность процесса дифференциации магм в промежуточных бассейнах, различный их состав и геохимическая специализация привели к многоэтажности стратиформных месторождений и различию их состава. Свои отличия имеет зональность в других вулканогенных месторождениях, описанная В. И. Смирновым (1965, 1968), В. Н. Котляром (1970), С. Н. Ивановым (1966 г.), Н. С. Скрипченко (1972 г.), Ю. В. Богдановым (1970 г.), В. П. Логиновым (1974 г.) и многими другими.

Для скарновых месторождений зональность определяется по распространению фронта метасоматоза и наложению последовательных пульсаций рудоносных гидротерм, связанных с ритмичной кристаллизацией в плутонах. Подробно этот вопрос освещен в работах Н. П. Семененко (1963, 1972), В. А. Жарикова (1966 г.), Я. Н. Белевцева (1972), Н. Н. Амшинского (1973) и многих других.

Зональность редкометальных месторождений также описана многими исследователями (Н. И. Гинзбург, 1957 г.; И. Ф. Григорьев, 1953 г.; А. В. Кудряшов, 1973 г.; В. А. Невский, 1974 г.; Д. О. Онтоев, 1966, 1974 гг.; Н. П. Сенчило, 1973 г.; М. Штемпрок, 1967 г.; Г. Н. Щерба, 1948, 1960, 1964 гг. и др.). В основе ее лежит последовательность становления гранитных плутонов и последовательное извлечение из кристаллизовавшихся в камерах масс Mo, W, Be, Bi и других элементов агрессивными растворами.

Таким образом, в основе общей зональности всех рангов и типов месторождений лежит явление последовательного сепарирования рудного вещества при более общем процессе упорядочения геологической системы в новых для нее условиях, в результате чего образуются геологическая формация и рудные месторождения со своим сложным внутренним строением.

Глубины формирования месторождений, как видно из изложенного выше, определяются мощностью «седиментного» слоя (не более 7—10 км), начиная от поверхности. Основная масса эндогенных месторождений, как показали геологические реконструкции, образуется на глубинах не более 2—5 км. Все стратиформные месторождения накапливаются в приповерхностной части либо на дне водоемов.

Источники рудного вещества

По этому вопросу имеются высказывания многих исследователей. Разные представления за последнее время, благодаря изотопным исследованиям, начали сближаться.

Взгляды на источники рудообразующих веществ обобщили В. И. Смирнов и Я. Н. Белевцев (1972). Хотя авторами учтены далеко не все работы, посвященные этой проблеме, все же им удалось выделить все главные источники рудообразующих веществ: подкоровые (магматические и флюидные), внутрикоровые (палингенных магм, динамотермально метаморфизма, фильтрующихся гидротерм). Подкоровые флюиды выносили Pb, Zn, Cu, Au, Ag и Hg. Многие же месторождения являются полигенными, образованными из разных источников («древний» возраст Pb в молодых месторождениях, утяжеленные изотопы S сульфидов, регенерация).

Интересен вывод А. П. Лихачева (1973) о том, что выплавляющиеся из верхней мантии основные магмы ($MgO < 8-10$ вес.%) могут сопровождаться месторождениями титана, промежуточные ($MgO = 8-10-25$ вес.%) — медно-никелевыми и ультраосновные ($MgO > 25$ вес.%) — хрома и платины. Для образования сульфидоносных магм необходимо предварительное выплавление и вынос легкоплавких титаноносных фракций, а для хромитоносных — удаление сульфидоносных и титаноносных. В случае выплавления пиrolита магмы оказываются уже безрудными.

С расслоенными плутонами связаны многоэтажные межслоевые залежи Co—Ni—Cu руд (тип Садбери, у нас Норильск, в Казахстане — Максут, Камкор) и хромитов (тип Кемпирсая).

Подкоровые мантийные источники привлекаются сейчас для объяснения образования скоплений не только Hg, но и Cu, Pb, Zn и даже Sn и других элементов вне порождающих их геологических формаций. В этом случае рудогенные элементы как бы отрываются от своей геологической материальной основы. В свое время (30-е годы) такая концепция американских геологов встречала у нас резко отрицательное отношение, что выразилось в появлении ряда критических статей, теперь мы наблюдаем как бы возврат к этим взглядам (так же как и, впрочем, к теории глубинных разломов, дрейфу материков, регенерации оруденения) на несколько более высоком уровне обоснования причинности и динамики самого хода процессов.

Ф. К. Шипулин в последнее время считал, что медно-свинцово-цинковое гидротермальное оруденение Садбери было связано с базальтовой магмой, а не с гипербазитовой. Самостоятельные малые интрузии имели собственные очаги базальтовой магмы, с ними якобы были связаны месторождения полиметаллов, касситеритово-сульфидные, колчеданные, сурьмяно-ртутные и др., но только теперь уже парагенетически. Автор, по-видимому, недооценивал процессы в промежуточных бассейнах, так как тела малых интрузий и руды — это различные продукты дифференциации первичной магмы, поступившей в более высокие горизонты ЗК.

Отметим, что источник вещества многих стратиформных сульфидных месторождений, в которых не проявлен базальтоидный магматизм, до сих пор остается невыясненным.

Нами выдвинута идея дебазальтизации, согласно которой в глубинных промежуточных бассейнах базальтоидного магматизма происходит дифференциация магм, а избыточные продукты — в виде растворов соединений Mg, Ca, Cu, Pb, Zn, Fe, Mn, Ba проникают вверх по трещинам и выходят на дно водоемов, давая начало седиментным, а затем и метасоматическим образованиям (Г. Н. Щерба, 1964, 1971 г.). Этот механизм, принятый для месторождений атасуйского и алтайского типов, с некоторыми изменениями (скрытая дебазальтизация при несостоявшемся или угнетенном вулканизме) был предложен и для месторождений каратауского и джезказганского типов. Добавим, что особенно для ранней стадии развития ГПЗ (Каратау, ранние герциниды) возможно развитие скрытого базальтоидного магматизма, не проявленного здесь в обнаженных структурах. Именно это обстоятельство увеличивает гипотетичность высказанного предположения и заставляет других авторов искать латеральные источники металлов (каледонские структуры и месторождения), денудация которых и снос вещества в бассейны седиментации или выщелачивание восходящими термами могут обеспечить соответствующее количество металлов. Возникают, однако, трудности при объяснении переноса именно металлических соединений и создание локализованных промышленных концентраций. Не помогает здесь и предположение о направленной агрессивности захороненных вод, ибо последние должны были переносить в этом случае породообразующие компоненты и быстро терять свою растворяющую способность, особенно в карбонатных средах.

Изотопные исследования свинца и урана в стратиформных месторождениях обычно указывают на более древний возраст этих элементов по сравнению с вмещающими породами. Таким образом, вновь возрождается идея о регенерации и мобилизации рудных компонентов из древних отложений и переотложении их во вновь сформированных месторождениях.

Источником свинца в месторождениях атасуйского типа более уверенно считается базальтовая магма, выделяющая его в процессе дифференциации и кристаллизации. Характерно, что и в толеитовых магмах, содержащих 3—7 г/т свинца, происходит его выделение при кристаллизации траппов и долеритов в виде самостоятельной минеральной фор-

мы — галенита, чем доказывается высокая миграционная способность этого элемента (А. Н. Олейников и др., 1973 г.).

Области экстрагирования вещества и накопления материальной основы последующих магматических формаций являются одновременно и областями извлечения рудных компонентов. В нижней части колонны объектами экстракции будут пиролит и «базальт», в средней — «диорит» и «гранит», а в верхней — преимущественно вулканогенно-осадочные породы различного состава. Несмотря на общую тенденцию к гомогенизации, почти во всех разрезах КП отмечается неоднородность, вызванная как первичной, так и вторичной расслоенностью веществ. Следствием этого являются геохимические различия спектра элементов экстракции, включая и неодинаковость насыщения и концентрации растворов. Сближает их лишь общность элементов, обусловленная типом разреза ЗК.

В. Г. Лутц (1973) высказал предположение о различном характере ювенильных растворов на разных уровнях; в нижней, восстановительной, зоне (мантия) они агрессивнокислотные (высокое содержание водорода в жидкой фазе); в следующей, «базальтовой», — щелочные (улетучивание водорода, окисление), сопровождаемые растворением кремнезема; наконец, в средней части КП — должны быть близкими к нейтральным с выделением K, Na, SiO₂, Sr, Ba, V, Th, TR в областях ультраметаморфизма и гранитизации. Здесь есть противоречия во мнениях, так как Д. С. Коржинский (1973) доказывает именно повышение кислотности «сквозьмагматических» газовых растворов в связи с переходом их в жидкие фазы; калиеносные растворы он считает более глубинными.

В качестве экстракторов называются многие анионные системы растворов; подчеркивается роль хлора в результате дегазации мантии, огромные скопления которого известны в верхних частях литосферы (соленосные отложения) и в водах мирового океана; указывается на агрессивность двухфазной воды (жидкость + газ), обилие углекислоты. Наряду с этим возникает проблема форм, способов и масштабов переноса компонентов из нижних частей КП в верхние и факторов рудоотложения на новом уровне.

Казалось бы, самым наглядным примером могут служить экзоконтактные геохимические ореолы палингенных

автохтонных гранитоидов, но, к сожалению, здесь практически не возникало сколько-нибудь существенных рудных скоплений. Обращается внимание и на так называемую микроликвацию в средних магмах (В. Л. Барсуков, 1972 г.) как на возможный механизм отделения рудогенерирующего флюида от основной массы расплава.

Экспериментально установлена возможность эффективного переноса олова в следующих соединениях: при $800-600^{\circ}\text{C}$ — SnF_4 ; при 600° — SnCl_4 , SnJ_4 ; при $500-400^{\circ}\text{C}$ — галоиды щелочей и аммония (NH_4F). Основная масса Sn переносится гидротермальными растворами в послемагматическую стадию (Гесп, 1973 г.). Перенос золота, в частности, возможен в виде сульфокомплексов при температурах $160-300^{\circ}\text{C}$ и pH 4,0—9,5; $P=1000$ бар. Составы комплексов при этом могут быть разными, с различным pH (перенос возможен в тио- и хлоркомплексах). В. А. Буряк и др. (1972) установили, что при процессах ультраметаморфизма и гранитизации в верхнем протерозое Витимо-Патомского нагорья происходил вынос золота из преобразуемых кристаллических сланцев и гнейсов, достигавший $3,3$ т/км³.

Весьма интересно обнаружение в Родезии стратифицированных шеелитоносных скарнов в нижней части разреза серии Булавайо (возраст ~ 2900 млн. лет), сменяющихся по простиранию сульфидными рудами меди, железа с золотом и серебром. Второй стратиформный горизонт, кварц-турмалин-вольфрамовый, приурочен к верхам системы Ломагонди (~ 1500 млн. лет), сложенным сланцами и основными вулканитами (Кеннингхем и др., 1973 г.). Это указывает на наличие к тому времени достаточно зрелой ЗК и метаморфогенный характер рудных концентраций. Подобные шеелитоносные стратифицированные скарны обнаружены и в докембрии Чу-Илийского пояса.

С формацией мигматитов и анатектических гранитов Прииртышья В. С. Кузубный (1973) связывает кварц-турмалиновые, медно-золотые (Авроринское, Полеваевское, Предгорненское) и кварц-карбонатно-гематитовые месторождения.

Материалы по Иртышскому метаморфическому поясу и Калба-Нарымскому массиву гранитоидов показывают, что олово-вольфрамоносная гранитная магма этого плутона обрела свою рудоносность в месте зарождения, глубже обра-

зования иртышского комплекса гранитоидов, — в «диорит-гранитном» слое каледонид.

По-видимому, в какой-то степени верен вывод Г. В. Ициксон (1973) о том, что метаморфогенный гранитоидный фундамент (средняя часть КП) является лишь благоприятной рудопитающей средой для рудоизвлекающих систем. Вывод этот согласуется с нашей схемой процессов, происходящих в КП. Следует лишь добавить, что основное количество рудного вещества все же поставляют «базальтовый» и «диоритовый» слои, а «гранитный» слой участвует главным образом в формировании литофильного оруденения.

Г. В. Ициксон (1973) предлагает всю систему области рудоотложения разделить на две: рудоизвлекающую (тектономагматическую, лучше «рудосодержащую») и рудо локализирующую (вмещающие породы и структуры). Их взаимодействие приводит к образованию эндогенных минеральных скоплений. В нашем случае «рудоизвлекающими» будут нижняя и средняя части КП. Рудное вещество заимствуется из пород нижней и средней частей КП при наличии геохимической градиентности. Обращается внимание на роль геодинамического режима, при котором возникают фации сжатия и растяжения. Здесь важна и константа «структурной рыхлости» исходных минералов, влияющая на их изменения в полях меняющихся геодинамических напряжений.

В зависимости от условий элементы-примеси в породах, по мнению Г. В. Ициксон и многих других исследователей, ведут себя по-разному: при растяжении в калишпатах повышается содержание К и Rb (увеличение объема до 4—5%), а при сжатии оно уменьшается. Таким образом, области сжатия в низах средней части КП поставляют калий и рубидий для областей растяжения на более высоких уровнях. Очевидно, калишпатизация означает начало расширения системы и спад давления. В биотитах и роговых обманках при этом возрастает содержание Fe^{3+} , Sn и других элементов. Выделяются два типа метаморфизма — в условиях сжатия и в условиях растяжения. При сжатии (зеленосланцевая, амфиболитовая, гранулитовая фации) происходит кристаллохимическое разделение К и Na (К только в слюдах, Na — в полевых шпатах), образовывались метаморфиты «плагiorяда» — сланцы и гнейсы.

Рудные компоненты из сложных комплексных соедине-

ний переходили в окислы, сульфиды, самородные; происходила сегрегация Na, K, Au, Hg, Cu, Mo, Zn, Pb, Bi, W, S, Ag, Sb, B, H, C и др.; они становились как бы избыточными продуктами для областей сжатия.

При растяжении, расширении возникала гранитизация (кремнещелочной метасоматоз); происходил привнос K, Rb, Cs, U, Th, Sn, Be, W, F (ОН). Большая часть из числа этих компонентов поступала из нижних горизонтов «фаций сжатия»; на месте происходило и их фракционирование. Таким образом, и в отношении рудогенных элементов можно считать, что при сжатии преобладал изохимический метаморфизм, а при растяжении — аллохимический.

С точки зрения устойчивости руд известно, что в зеленосланцевой фации сохраняются галенит и сфалерит (более объемные решетки), в амфиболитовой — халькопирит, пирит, пирротин; в более глубоких фациях (гранулитовой и эклогитовой), по Г. В. Ициксон, значительные скопления сульфидных руд неизвестны (не точно). Следовательно, последовательный ряд выноса таков: Гл—Сфа—Хпр—Пен—Пи—Пр—Мг. Селениды и теллуриды при сжатии сменяются сульфидами, у которых объем минеральных решеток меньше. Таким образом, подход к проблеме мобилизации и переноса рудных веществ с позиции объемных изменений структурных решеток минералов и самого их состава в меняющихся динамических условиях свидетельствует в пользу нашей модели КП.

Чтобы иметь более полное представление о поведении элементов, обычно анализируют электрохимические свойства и связи природных соединений (Хайретдинов, Красников и др., 1971, 1972 гг.). Указанную выше миграцию подтверждают и данные таблиц 8, 10, 11, 12. Убедительно обосновывается перемещение рудных элементов из зон ультраметаморфизма и на примерах Северного Тянь-Шаня и Алтая. Кроме того, известно, что в темноцветных минералах метаморфических формаций и фаций верхних зон концентрируются медь, цинк, свинец; вольфрам накапливается в виде шеелита. Предполагается также выделение фтора и водорода (содержание фтора в биотитах и амфиболах с глубиной уменьшается).

Олово (носители биотит и роговая обманка) концентрируется в условиях расширения и потому им обогащены гра-

ниты, кислые лавы. В гнейсах и кристаллических сланцах содержание олова уменьшается, носителями его уже становятся минералы с более плотной структурной упаковкой — гранат, рутил, сфен. Основным принципом упорядочения является принцип уравнивания, когда при ослаблении сжатия возникают минеральные парагенезисы большего объема, с меньшей плотностью кристаллической структуры, и наоборот.

Следовательно, сменяющиеся условия напряжений сжатия — растяжения в ГПЗ, их периодичность — ритмичность и связанные с ними изменения типа метаморфизма вызывают ряд далеко идущих геологических последствий не только тектонического, но и геохимического характера. В нижней части КП при растяжении в зоны разрежения происходил приток базальтовых, а затем и гипербазитовых магм и наиболее подвижных компонентов — летучих, щелочей, кремнезема и связанных с ними рудных комплексных соединений, т. е. происходило как бы всасывание веществ из глубин и боковых, более сжатых сред.

Фаза сжатия на том же уровне вызывала выжимание кверху анатектических расплавов, а затем и развитие ультраметаморфизма, сопровождавшегося обезвоживанием и дегазацией первичных пород, перестройкой их минеральных структур и образованием плотных кристаллических упаковок с одновременным удалением из систем более объемных соединений — щелочей, кремнезема (более «структурно-рыхлых», по Г. В. Ициксон). Таким образом, в фазу сжатия из нижней части КП происходило как бы выталкивание избыточных компонентов (в том числе и рудных). Механизм полного ритма «растяжение — сжатие» обеспечивал восходящее перемещение тепломассопотока с одновременной дифференциацией и сепарацией веществ. Первыми выделялись летучие, а затем анатектические базальтоидные жидкие расплавы, раньше поступившие из глубин (транзит), потом остаточные расплавы гипербазитового состава. Тот же процесс в средней части КП приводил к формированию гранитоидных магм с гаммой сопровождающих их веществ. Судя по неполной синхронизации геологических последствий с вызывавшим их режимом растяжения — сжатия на разных уровнях КП, вследствие как неодновременного вступления, так и естественного запаздывания последействия

продвигавшегося фронта деформаций, самого тепломассопотока, общий процесс по колонне снизу — вверх и в латеральном выражении приобретал волновой характер с всеместным некоторым опережением чисто механических процессов над последующими физико-химическими и геологическими (как бы имитация работы многоступенчатого насоса).

Такое несовпадение в верхней части КП, особенно в средние стадии развития с их переменным режимом, выражается иногда в антидромном магматизме, незакономерном развитии рядов, вклинивании «чуждых» формаций, одновременном появлении в соседних структурно-фациальных зонах разных фаций и пород, несимметричности полизональных поясов метаморфизма. Нарушение частично может быть следствием и механического смещения веществ при столкновениях плит.

Полный цикл развития геотектоногенов, как уже показано, обеспечивается многократной сменой фаз растяжения — сжатия. Механизм функционирования ГПЗ и физико-химических процессов в КП, по-видимому, является важнейшим при орогенической форме геологического развития ЗК*. Рудообразование всегда должно иметь свою материальную основу, а рудоизвлечение и рудоотложение являются лишь следствием определенного процесса. В этом случае правильнее говорить об источниках геологических формаций и связанных с ними рудных формаций.

Все сказанное выше о развитии КП дает основание для выделения таких источников пород-носителей и рудных веществ, как:

1. Мантийные — для ультраосновных и основных магм и сопровождающих их элементов (Cr, Ni, V, Co, Cu, Pb, Zn, Bi, Hg, Pt и др. и компоненты дегазации).

2. Коромантийные — смешанные (включая «диоритовый» слой) — для средних, средне-кислых и щелочных магм с Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Mo, Sn, TR и др.

3. Коровые из «диоритового» и менее «гранитного» слоев (также частично смешанные) — для кислых гранитных магм с W, Mo, Sn, Be, Bi, Ta, Nb и др.

4. Экзогенные — продукты химического и физического

* См. «Геотектоногены и рудные пояса», стр. 39.

выветривания и дезинтеграции разнообразных пород и месторождений — все элементы седиментного слоя. Об этом писали ранее В. И. Смирнов, Я. Н. Белевцев и многие другие.

Прогнозная оценка рудоносности

Острая потребность в прогнозировании минерального сырья вылилась в составление, начиная с 50-х годов, разномасштабных металлогенических карт больших территорий и отдельных рудных районов. Сейчас эти работы продолжаются, возникло и новое направление в прогнозировании с применением вероятностных математических методов. Научным основам прогнозирования было посвящено специальное совещание в г. Ленинграде в декабре 1971 г., материалы которого опубликованы *. Если для конкретной локальной оценки перспектив рудных полей и месторождений применялся большой количественный материал разведки и арсенал различных геологических и математических методов, то для региональных прогнозов не оказалось опорной модели формирования рудных поясов, провинций и узлов и самым надежным остался формационный анализ.

Попытаемся изложить некоторые дополнительные подходы и приемы прогнозирования, вытекающие из развиваемой гипотезы как геологической основы регионального прогноза. Представляя модель формирования ЗК при участии механизма ГПЗ, а также ее вещественно-геологическое выражение в виде КП, можем подойти и к прогнозированию эндогенного оруденения.

Главным генетическим принципом принимается тот факт, что возникшая в процессе развития КП определенная материальная геологическая формация отражает в себе все геологические, физико-химические условия, в которых она образовалась (распространенность, объем, состав, уровень упорядочения). Создавая в пространстве определенное по форме и размерам тело, она возникает на определенной стадии развития геотектоногенов и занимает определенное место в его архитектуре, т. е. в данном случае в «седиментном» слое. По Д. В. Рундквисту (1971), «формация — это статистически устойчивая ассоциация парагенезисов,

* «Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых». Л., 1971.

связанных общей структурой» («Основы научного прогноза...», стр. 28). Еще более крупными элементами архитектуры являются парагенетические группы формаций разных стадий развития.

Рудная формация является частью геологической формации, ее производной, возникшей при упорядочении вещества геологической формации, ее сегрегации, а не «разновидностью геологической формации». В структуре геологической формации рудная (или рудные) формация тоже занимает свое определенное место в пространстве. Только в отдельных случаях вещество геологических и рудных формаций пространственно разобщено (резкое различие в подвижности пороодо- и рудообразующих компонентов — ртуть, летучие и, наоборот, тяжелые элементы при гравитационной дифференциации).

Давно установлено, что определенным геологическим формациям соответствуют свои рудные формации. В то же время нельзя упускать из виду закономерной эволюции металлогении от цикла к циклу, когда с возрастанием сиалитизации КП происходит снижение «фемичности» оруденения и возрастание его литофильности в соответствующих стадиях каждого цикла. К этому можно добавить, что рудная продуктивность геологических формаций определяется степенью их развитости, упорядочения и взаимодействующими массами, что вытекает из данных многочисленных исследований последнего десятилетия. Таким образом, мы имеем все основания перейти к качественному, а затем и к количественному прогнозированию рудоносности геотектоногенов.

Выше было показано, что развитые геотектоногены линейного типа сопровождаются рудными поясами с общим линейно-цепочным распределением оруденения, тогда как в каркасных геотектоногенах проявлены металлоносные провинции с решетчато-узловым оруденением. Две этих основных формы размещения оруденения в ЗК и необходимо принимать за основу при прогнозировании.

Качественные прогнозы являются первой стадией прогнозирования вообще. Переходя к ним, необходимо знать тип геологической структуры (линейный, каркасный), историю ее развития (моно- и полицикличное), разрез КП, возраст, распределение в пространстве и количественную

оценку объемов соответствующих геологических формаций, принадлежащих к различным стадиям развития геотектоногенов. Должна быть ясной и общая картина развития металлогении по циклам и эпохам.

Таким образом, приступая к прогнозированию, следует предварительно провести большую работу по обобщению геологических данных, накопленных к этому времени, и построить модель геологического и металлогенического развития изучаемого региона. Только после этого можно переходить непосредственно к прогнозированию. Подробно об этом написано в монографии Е. Т. Шаталова, А. В. Орловой и др. (1964, 1972 г.) и в упомянутом сборнике «Основы научного прогноза...».

Прогнозы каждого региона являются строго индивидуализированными, правда, с учетом данных метода аналогий. Они должны складываться из прогнозных оценок на те или иные виды полезных ископаемых соответствующих геологических формаций. В качестве примера можно взять одну из вулканогенно-осадочных формаций — базальт-липарит-аргиллитовую рудноалтайского типа ранней стадии развития. Собираются такие сведения:

- 1) площадь распространения и объем формации;
- 2) контрастность дифференцированности вулканитов;
- 3) распределение вулканических фаций, характер и размещение вулканических центров;
- 4) наличие или отсутствие застойных фаций (углистоглинистые алевропелиты и др.);
- 5) наличие или отсутствие парагенных вулкано-химических осадков — кремнистых, известковистых, доломитовых, железистых и т. д. — и уровни их отложения;
- 6) характер геохимической специфики формации.

Перечисленные данные уже достаточны для качественного прогноза наличия или отсутствия в связи с данной формацией медного или полиметаллического оруденения, даже если здесь пока не было проведено специальных поисковых работ.

Другой частный пример для комплексного редкометалльного оруденения (W, Mo, Bi, Be, Sn и др.). Необходимы такие данные:

- 1) наличие аллохтонных массивов лейкократовых и субщелочных гранитов поздней стадии развития;

- 2) уровень денудации, вскрытые апикальные выступы или надинтрузивные зоны;
- 3) наличие геохимической специализации;
- 4) проявление послемагматических процессов щелочного метасоматоза и кислотного выщелачивания (альбититы, грейзены, кварцевые жилы);
- 5) присутствие элементов-спутников и минералов, содержащих летучие (В, F);
- 6) проявление непосредственных и внешних геохимических ореолов.

Если к этому еще добавить сведения о принадлежности к рудоносному комплексу, о возрасте, то уже этих данных будет достаточно для положительного качественного прогноза.

На практике к этим сведениям всегда присоединяются данные уже проведенного поискового обследования — о наличии или отсутствии ореолов рассеяния, рудопроявлений и даже месторождений. Все это заметно подкрепляет качественное прогнозирование, особенно, когда мы встречаемся с наиболее продуктивными типами рудных формаций промышленного значения. Хотя подобное обобщение весьма важно и вполне достаточно для постановки перспективных поисковых работ на площадях первой и второй очередей, сейчас оно уже не удовлетворяет практических потребностей. Качественные прогнозы являются лишь *первой стадией* обобщения, за которой должна следовать *вторая стадия* — количественные прогнозы. Их необходимость появляется после установления наличия рудного пояса или рудной провинции и качественной оценки рудных зон, рудных районов и узлов.

К настоящему времени известны уже многочисленные приемы вероятностного количественного прогноза общих ресурсов планеты по различным видам минерального сырья, определено число известных и еще не обнаруженных уникальных и крупнейших месторождений.

Опубликован интересный пример количественного прогнозирования в Канаде, где для золоторудного пояса Тиминс-Вал-д'Ор группой экспертов различной специальности даны такие прогнозы (для площади в 80 тыс. км²) по обнаружению новых месторождений: никелевых — 8, железорудных — 1, цветных металлов: малых (15—150 т. т. условной меди) — 9—27; средних (150—625 т. т. условной

меди) — 1—4; меднопорфировых (2—20 млн. т руды с содержанием 0,5—1% меди) — 2—9; молибденовых — 2; асбестовых — 4; серебряных — 7; золотых малых — (4—40 т условного золота) — 11—32; средних (40—200 т условного золота) — 4—10; крупных (200—400 т условного золота) — 2—6. Определено, что для проведения поисково-разведочных работ в течение 1972—1975 гг. потребуется 6 млн. долларов в год. Из них: на буровые работы — 40%, геофизику — 25%, геохимию — 6%, геологию — 12,5%, накладные расходы — 13%.

Применение разнообразных математических методов открыло возможность количественной оценки ресурсов, как кажется многим, даже без учета разных генетических факторов и концепций (иерархия и уровни организации, системность, понижение симметрии, аналогии и теория распознавания образов, тренд-анализ, балльная оценка признаков, структурно-геометрические методы и др.). Однако более эффективным нам представляется все же сознательный геологический метод.

Приняв за единицу прогнозирования рудную формацию, необходимо затем определить некоторые ее качественные признаки, в частности:

а) принадлежность к аналогичным формациям с изученной рудоносностью;

б) условия для сегрегации рудного вещества;

в) сохранность рудонесущей среды или рудоносного горизонта, блока, зоны и т. д., которые могут подвергнуться денудации, магматизации, гомогенизации (в зоне ультраметаморфизма);

г) масштабы рудогенерирующих процессов (околорудные метасоматиты, насыщенность рудными телами — жилы, штокверки, зоны);

д) распределение оруденения в породах формации.

Прогнозирование необходимо ограничить какой-то определенной глубиной, не одинаковой для различных полезных ископаемых, но в общем доступной и рентабельной для освоения при современном техническом уровне. Принимается во внимание и тип рудоносной области (пояс, зона, провинция, узел).

С проблемой качественной и количественной оценки рудоносности тесно связан вопрос о рудонасыщенности геологических формаций. Руды в них могут распределяться:

а) в виде стратиформных залежей на одном или нескольких стратиграфических уровнях;

б) рудных узлов и рудных полей сквозного типа, связанных с центрами вулканизма, интрузивными массивами или областями сопряжения и пересечения трещинных зон;

в) пластообразных и иных залежей, связанных с поверхностями трещиноватости, денудации, выветривания, седиментации и т. п.;

г) отдельных рудных скоплений в местах совмещения структур различного происхождения.

Во всех этих случаях мы сталкиваемся с определенными закономерностями временного, магматического, структурного характера, т. е. с определенным уровнем упорядочения.

Для решения вопроса в общем виде мы должны располагать необходимыми сведениями по хорошо изученным районам, что можно представить в виде такой формы:

Геологическая формация	V, объем, км ³	Элемент	Приходится на 1 км ³ , т	Кэфф. ру- донасыщ. абс.	Кэфф. ру- донасыщ. относ.
Гранитоид- ная, Р	780	W (Мо)	10, (4)	К _{На}	К _{Но}

$$K_{No} = \frac{K_{Na}}{K_{Na \text{ max}}}$$

В данном случае речь идет о внесении поправки на предосторожность при оценках.

В качестве типовых примеров можно рассмотреть те же две формации — вулканогенную и гранитоидную.

Рудоносность вулканогенных толщ могла бы быть определена следующим образом:

$$P_m = M_v \cdot K_r; K_r = \frac{Z_r}{M_{v1}}$$

где P_m — прогнозные запасы металла, т;

K_r — коэффициент рудоносности;

Z_r — запасы металла в рудах хорошо изученного конкретного рудного блока, т;

M_v — масса вулканитов всего района;

M_{v1} — масса вулканитов конкретного района, включая и соседние безрудные участки, т.

Основным показателем, влияющим на правильность оценки рудоносности, является K_r — коэффициент рудоносности. Очевидно, для более точного определения его величины необходимо вводить в подсчет и явно нерудоносные соседние блоки. Конечно, принимаются во внимание только промышленные запасы.

Здесь мы не можем полностью воспользоваться кларками элементов, поскольку процесс усложнился благодаря работе механизма «атасуйского типа» — дифференциации в промежуточном очаге, когда рудоносные вулканиты на уровне размещения уже оказываются обедненными металлами в результате более раннего их обособления в очаге в числе «избыточных компонентов». Кроме того, продукты вулканизма оказываются разобщенными в пространстве (периферические бассейны — интрузии, выше субвулканические тела, на поверхности — рассредоточенные разнообразные фации). Если же район совсем не изучен, то можно воспользоваться методом аналогий, вычислив K_r для аналогичной формации в другом рудоносном районе. Расчеты выполняются для каждого вида полезного ископаемого в отдельности. Данные затем суммируются для группы формаций, входящих в структурно-металлогеническую зону.

Другой метод расчета заключается в оценке рудоносности одной вулcano-тектонической структуры и распространении полученных данных на изученные структуры с известной гарантийной поправкой (занижение) путем применения вероятностного коэффициента подобия.

Наконец, возможны расчеты, основанные на степени дифференцированности контрастных вулканитов, количестве вулcano-химических осадков и т. д., исходя из механизма рудоотложения «атасуйского типа». Поскольку известны состав пород и кларки элементов средних базальтов и липаритов, можно осуществить простые параллельные расчеты:

а) по количеству липаритов и разности кларков определить массу элементов, выделившихся в раствор;

б) по количеству вулcano-химических осадков (кремнистых, известково-магнезиальных) сначала определить исходную массу базальтов и липаритов, а затем и выделившуюся массу металлов;

в) по известному соотношению породных элементов вулканогенно-химических осадков с рудными определить возможную массу последних. Осуществив три независимых сопоставимых расчета, можно принять какую-то среднюю величину. Этот метод требует еще проверки.

Несколько иной вид должна иметь формула расчета рудоносности гранитоидных массивов:

$$Пм = \frac{(Сг - Ск) \cdot Мг \cdot Ки}{10^6},$$

$$Ки = \frac{Зм}{Мг_1},$$

где $Пм$ — прогнозные геологические запасы металла, т;

$Сг$ — содержание элемента в гранитоидах, г/т;

$Ск$ — кларк породы, г/т;

$Мг$ — масса гранитов, т;

$Ки$ — коэффициент извлечения элемента из породы в руду при послемагматических процессах;

$Зм$ — запасы металла в известном рудном поле, т;

$Мг_1$ — масса гранитов рудного поля, т.

Эта формула основана на том принципе, что источником рудного вещества служит сама масса гранитного массива, подвергавшаяся автолизии в процессе становления, при этом магматическая дифференциация в камере имеет ограниченное развитие. Рудоносными считаются только нескрытые или слабоскрытые массивы лейкократовых гранитов, т. е. также учитывается денудированность продуктивного горизонта и положение границы гомогенных гранитов (т. е. связь с рассеянным оруденением ниже «мертвой» линии).

Глубоковскрытые граниты однофазных плутонов с большими площадями выхода на поверхность из расчета исключаются. Возможна лишь некоторая поправка на продуктивность экзоконтактовых пологих склонов и провесов кровли плутонов. Объем масс гранитоидных массивов определяется по геологическим и геофизическим данным. Суммирование полученных цифр запасов дает представление о потенциальных минеральных ресурсах гранитного пояса. В итоге получаются вероятные геологические прогнозные запасы рудного пояса или рудной провинции на конкретные

руды до определенной глубины. Они могут быть разделены на более вероятные запасы до 1 км и менее вероятные — от 1 до 2 км глубины. Затем на основе принципа аналогий можно определить количество возможных месторождений по классам.

К полученным прогнозным цифрам, конечно, следует относиться весьма критически; необходимо попытаться сопоставить их с известными запасами хорошо изученных аналогичных поясов и зон. Но во всяком случае они дадут самое первое приближенное представление о том, нужно ли затрачивать средства и какие на поиски и разведку и что можно ожидать, приступая к изучению конкретной структуры. В основе всех расчетов должно находиться реальное представление об общем механизме формирования рудных скоплений, начиная от источников и кончая конкретными условиями рудоотложения.

Заключение

Рассмотренные выше фактические данные о строении и преобразовании развитой ЗК дают возможность судить о происходивших в ней процессах. Хотя в книге более подробно освещены изменения в уже достаточно зрелой ЗК, однако и те отрывочные сведения, которые имеются о преобразованиях в верхней мантии, «базальтовом» слое, позволяют иметь самые приближенные, но все же реалистические представления о всей истории ее развития — от начального периода и до настоящего времени. В этом плане изложенные здесь материалы дополняют сведения в опубликованных работах по глубинным подвижным зонам, геотектоногенам, наглядно иллюстрируя ступенчатое развитие ЗК. Механизм этого процесса несколько отличается от того, какой принят в гипотезах геосинклиналей и тектоники плит. Определяющим является процесс поступления глубинного вещества по активным зонам, упорядочение его в новых условиях и создание конкретной геологической структуры, состоящей из соответствующего набора и определенным образом расположенных геологических формаций и тел. Такие первичные структурные элементы ЗК мы назвали геотектоногенам и линейного и каркасного типов. В последующем они преобразовывались (раздвиги, шарьяжи, сбросы и др.). Доказательством мобильности сформированных таким путем геоблоков являются: для радиальных перемещений — перерывы в отложениях, денудация, обнажившая разные уровни

колонны, а для тангенциальных — зоны смятия, меланж и наличие, в частности, полос или цепочек глаукофановых сланцев. Они расположены на глубинных границах перемещавшихся крупных массивов.

Используя обширный литературный материал о строении континентов, распределении основных формаций в пространстве и их связи с временными тектоно-магматическими циклами, о процессах преобразования слоев, а также материалы специального изучения КП, мы стремились раскрыть механизм развития «двух ступенек» ЗК в течение каледонского (Северный Тянь-Шань) и герцинского (Алтай) циклов. С достаточной долей достоверности выявились источники веществ и пути преобразования слоев почти по всему разрезу ЗК. Одновременно, с известным приближением, определяют и источники эндогенного рудного вещества различных парагенезисов и разных стадий развития. Это позволяет создать теоретическую основу для качественного и количественного прогнозирования рудных поясов, зон и рудных полей. Конечно, для полноты картины следовало бы привести расчеты балансов вещества, термодинамические расчеты процессов преобразования. Но при существующих условиях и затруднительности определения исходных количественных данных полученные результаты едва ли будут убедительнее реальных вещественных производных в виде геологических формаций, тел и конкретных месторождений. Количественная энергетическая модель — дело будущего. Что же касается количества веществ, то эти величины приведены в предыдущих книгах.

Подводя общие итоги, мы можем отметить главные закономерности развития геотектоногенов. В течение каждого цикла «работы» ППЗ происходило очередное преобразование всей колонны ЗК, начиная с верхней мантии и кончая седиментным слоем.

В раннюю стадию процесс начинался в верхней мантии выплавлением базальта и подачей части его на поверхность самого верхнего слоя с образованием базальтоидных серий. Часть базальта шла на приращение ЗК снизу, остаток от выплавления в результате повышения температуры в очаге давал гипербазиты.

В среднюю стадию в связи с воздыманием теплового фронта, переходом очагов магматизма из верхней мантии в

ЗК происходила переработка «базальтового» слоя. Верхняя его часть преобразовалась в «диоритовый» слой, к нему сверху причленились и метаморфиты — гнейсы и кристаллические сланцы по базальтоидам и габброидам ранних структурных оболочек, а также аллохтонные интрузии среднего состава.

Наконец, в позднюю стадию цикла преимущественное развитие получал «гранитный» слой за счет «диоритового» и частично «седиментного» вследствие мощного процесса сиалитизации. Таковы проявление полного цикла ГПЗ в КП и результат перехода еще на одну ступень развития ЗК. В случае стабилизации в дальнейшем блок ЗК испытывал платформенное развитие (эпейрогеническая форма).

Нижняя часть КП в течение каждого цикла становится, как видно из изложенного, областью генерации тепло-массопотока и мантийных магм, средняя — областью взаимодействия, метаморфизма и регенерации, а верхняя — областью разгрузки, распада соединений, отложения продуктов, становления магматических тел.

Металлогения развивалась в том же направлении.

Для ранней эпохи главным источником эндогенного рудного вещества, как и вещества геологических формаций, была верхняя мантия; для средней — «базальтовый» слой и для поздней — «диоритовый» и «гранитный» слои. В последующие циклы все повторялось, с той лишь разницей, что масштабы участия мантийного вещества все более сокращались, все более возрастала доля корового — сначала «базальтового», а затем «диоритового» — и «гранитного» слоев, пока, наконец, в периоды прекращения активности ГПЗ не наступало полное господство латерального перераспределения материала разрушаемых пород на поверхности и образования седиментных месторождений при дифференциации и накоплении рудного вещества из терригенного материала. Заметим только, что наиболее продуктивной средой извлечения рудных компонентов было уже упорядоченное вещество горизонтов более древних эндогенных рудных поясов. Поэтому и седиментные скопления экзогенных месторождений пространственно тяготеют к эндогенным рудным поясам.

Развитие ЗК Казахстана в докембрии характеризовалось подвижностью изолированных континентальных блоков относительно друг друга, сократившейся к фанерозою по мере их аккреции. В последующем формирование геотектоногенов Казахстана можно представить как систему геоблоков с «клавишно-аккордной» кинематикой, подвижность которой постепенно, от цикла к циклу, сокращалась, пока не произошло последнее, наиболее значительное сращивание к началу мезозоя с образованием спаянного массива внутри Евро-Азиатского континента.

Общая схема размещения геотектоногенов и оруденения на территории Казахстана представлена отдельной картой, составленной нами совместно с В. В. Степановым (1973 г.).

Главные проблемы развития ЗК — механизм, источники эндогенного и экзогенного вещества, его стиль и уровень упорядочения — постоянно привлекают внимание геологов. Обилие разнообразных концепций, точек зрения является показателем нерешенности этих проблем в целом.

Все сказанное о возникновении и преобразовании ЗК служит достаточным обоснованием гипотезы длительного последовательного ступенчатого ее развития при самой активной роли именно орогенической формы. В основу исследования КП должны быть положены геологические данные, ибо ее нижние части в настоящее время доступны лишь геофизическим методам. Процессы за пределами ГПЗ носят «эпейрогенический» характер в том понимании, как это было принято нами ранее (1970).

Таким образом, продолжая цикл работ по проблеме развития ЗК, мы поставили перед собой ряд важных вопросов; для некоторых из них предложены возможные частные решения, опирающиеся на результаты современных исследований многих авторов, в том числе и по Казахстану. Не претендуя на однозначное объяснение столь сложных процессов, полагаем, что и в таком виде книга вызовет интерес и окажется полезной для будущих обсуждений, исследований и построения моделей, а также прогнозирования оруденения.

Подходя к проблеме в целом, можно сказать, что процесс в КП — частное проявление более общего, еще далекого от завершения, закономерного упорядочения (дифференциа-

ции) веществ нашей планеты в силовом поле Земля — Вселенная.

Автор будет считать свою цель достигнутой, если приведенные материалы будут хотя бы стимулировать появление новых, более правильных идей.

Настоящая работа выполнялась в секторе редких металлов, коллектив которого оказал всестороннее содействие в ее выполнении. С признательностью отмечаем непосредственную помощь А. А. Климова, С. Н. Митрофанской, А. В. Кудряшова, А. А. Солдатенко, Л. Л. Широковой.

Выражаем нашу признательность академику В. И. Смирнову за проявленный интерес к проблеме в целом, рецензирование и оказанную им очень важную поддержку в опубликовании этой и предшествующих ей работ. Были учтены сделанные им критические замечания и пожелания; рукопись также просмотрена проф. И. П. Новохатским, доктором геолого-минералогических наук А. Нурлыбаевым и другими коллегами по работе, давшими ряд полезных советов, которые с благодарностью приняты.

Абдулин А. А. Геология Мугоджар. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1973.

Алейников А. Л. и др. О вероятном составе верхней мантии на Урале. «Сов. геол.», 1973, № 9.

Амшинский Н. Н. Вертикальная петрохимическая зональность гранитоидных плутонов. Новосибирск, 1973.

Афанасьев Г. Д. О строении и составе верхней оболочки Земли. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1973, № 4.

Базовкина И. Г., Люстих Т. Е., Резанов И. А. Строение земной коры континентов по сейсмическим данным. В кн.: «Итоги науки и техники. Общая геология», т. 4. М., ВИНТИ, 1972.

Бакиров А. Б. Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Автореф. докт. дисс. Новосибирск, 1973.

Бакиров А. Б. и др. Эклогиты Атбашинского хребта, Тянь-Шань. «Докл. АН СССР», 1974, т. 215, № 3.

Бакиров А. В., Добрецов Н. Л. Метаморфические комплексы восточной части Средней Азии. Фрунзе, «Илим», 1972.

Баратов Р. В. и др. Вулканические трубки взрыва и некоторые особенности глубинного строения Южного Гиссара. Душанбе, «Дониш», 1970.

Баратов Р. В., Буданова К. Т., Буданов В. И., Попова Н. А. Полиметаморфические комплексы Таджикистана. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1973, № 6.

Вашарин А. К. и др. Структурные связи континентов в докембрии. «Геология и геофизика», 1973, № 11.

Белевцев Я. Н. Метаморфогенные месторождения. В кн.: «Генезис эндогенных рудных месторождений». М., «Недра», 1968.

Белевцев Я. Н. Аспекты теории метаморфического рудообразования. «Геохимия и рудообразование», 1972, № 1. Киев, «Наукова думка».

Белевцев Я. Н. К вопросу об источниках рудообразующих веществ эндогенных месторождений. «Сов. геол.», 1972, № 11.

Белевцев Я. Н. и др. Современные проблемы эндогенного рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1972.

Белькова Л. Н., Огнев В. Н. Древние толщи Северного Тянь-Шаня. М., «Недра», 1964.

Беруни. Ташкент, «Фан», 1973.

Бескин С. М., Марин Ю. Б. Типы редкометальных месторождений гранитовых формаций. «Зап. Всесоюзн. мин. об-ва», 1973, № 3.

Беспалов В. Ф. Геологическое строение Казахской ССР. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1971.

Беус А. А. Средний химический состав и происхождение «гранитной» и «базальтовой» оболочек литосферы. «Изв. вузов. Геология и разведка», 1973, № 7.

Боголепов К. В., Яншин А. Л. О современных гипотезах образования гипербазитов и структуре Чаган-Узунского массива в Горном Алтае. «Геология и геофизика», 1973, № 8.

Вондарчук В. Г. Движение и структура тектоносферы (Основы теории строения земной коры). Киев, «Наукова думка», 1970.

Ворисов А. А., Круглякова Г. И., Фирсова Д. Б. Температура верхов мантии в свете анализа геомагнитных данных. «Докл. АН СССР», 1972, т. 207, № 5.

Булин Н. К. Современное напряженное состояние земной коры. «Геология и геофизика», 1973, № 12.

Буряк В. А. и др. Поведение золота в процессе гранитизации и пегматитообразования (Витимо-Патомское нагорье). «Докл. АН СССР», 1972, т. 207, № 6.

Великославинский Д. А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л., «Наука», 1972.

Вербицкий В. Н. Реконструкция протосубстрата гнейсированных формаций докембрия. «Геол. журнал», 1973, т. 33, № 4.

Веремьев П. С. Основные черты тектоники докембрия Приднестровья (структурно-кинематический анализ). «Геол. журнал», 1974, № 1.

Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969.

Виноградов В. И. Изотопный состав серы как показатель условий осадконакопления в докембрии. В кн.: «Литология и осадочная геология докембрия». М., 1973.

Власов Г. М. Эволюция колчеданного рудообразования в Курило-Камчатской и Японской дугах. «Докл. АН СССР», 1974, т. 215, № 1.

Вопросы геологии (кора и верхняя мантия Земли). М., Изд-во МГУ, 1972.

Вотах О. А. Принцип тектонического районирования по возрасту главной складчатости, глобальная тектоника и основы общей теории строения Земли. «Геология и геофизика», 1973, № 9.

Галдин Н. Е. О составе и свойствах земной коры древних щитов. «Геохимия», 1974, № 3.

Генезис эндогенных рудных месторождений. Под ред. акад. В. И. Смирнова. М., «Недра», 1968.

«Геология СССР», т. 40. «Южный Казахстан», кн. 1 и 2. М., «Недра», 1971.

Геотектоногены Казахстана и редкометальное оруденение, т. 1. Геотектоногены и магматизм, т. 2. Рудные поля и редкометальное оруденение. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1972, 1973.

Гинтов О. Б. О трех зонах земной коры Украинского щита и принципе «выше или ниже главной зоны гранитизации». «Геол. журнал», 1973, т. 33, № 4.

Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., «Наука», 1973.

Горячев А. В. Рифты Африки. «Природа», 1974, № 9.

Готман Я. Д., Голева Р. В. Баланс вещества при формировании натриевых метасоматитов. «Геол. журнал», 1973, т. 33, № 4.

Граниты и метаграниты. РЖ, 1972, № 12.

Гранулитовая фация метаморфизма. Л., «Наука», 1972.

Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. и др. Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968.

Добрецов Н. Л. и др. Метаморфические фации как основа карт метаморфизма и проблемы, с ними связанные. Тр. Всесоюз. симпозиума, т. II. Новосибирск, 1972.

Добрецов Н. Л. и др. Особенности минералогии глаукофановых сланцев Пенжинского пояса. «Геология и геофизика», 1973, № 8.

Добрецов Н. Л., Добрецова Т. Г. Об автономности пород основного и среднего состава, сопряженных с крупными гранитоидными плутонами. «Докл. АН СССР», 1972, т. 207, № 6.

Добрецов Н. Л., Пономарев Л. Г. Новые данные о составе и возрасте фундамента Зайсанской геосинклинали. «Геология и геофизика», 1969, № 3.

Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С. и др. Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970.

Добрецов Н. Л., Соболев Н. В. Эклогиты в метаморфических комплексах Казахстана, Тянь-Шаня, Южного Урала и их генезис. В кн.: «Проблемы петрологии и генетической минералогии». М., «Наука», 1970.

Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М., «Недра», 1972.

Домарев В. С. Роль метаморфизма в размещении месторождений. В кн.: «Проблемы региональной металлогении». Тр. ВСЕГЕИ, т. 191. Л., 1973.

Дударев А. Н., Кудрявцев В. А., Меламед В. Г., Шарпов В. Н. Теплообмен в магматогенных процессах. Новосибирск, «Наука», 1972.

Дюфур М. С., Котов Н. В. Термодинамические условия проявления процессов метаморфизма и метасоматоза в породах восточной части Центрального Памира. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1972, № 10.

Ефимов И. А. Стратиграфия и фации метаморфизма пород низов докембрия Кокчетавской глыбы. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1968, № 1.

Ефимов И. А. Древние породы Казахстана. Автореф. докт. дисс. Алма-Ата, 1973.

Зайцев Ю. А., Филатова Л. И. и др. Основные черты строения докембрия Улутау (Центральный Казахстан). «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1965, т. XI(6).

Земная кора и верхняя мантия. Под ред. И. Харта. М., «Мир», 1972.

Земная кора Узбекистана (по геолого-геофизическим и геохимическим данным). Под ред. И. Х. Хамрабаева. Ташкент «Фан», 1974.

Зубков В. А. и др. Особенности образования магматических пород Лениногорского района (Рудный Алтай) по данным исследования минеральных включений. «Докл. АН СССР», 1972, т. 207, № 6.

Иванкин П. Ф., Иншин П. В., Кузубный В. С. Рудные формации Рудного Алтая. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961.

Иншин П. В. О механизмах дифференциации магмы. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1972.

Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана, т. 2. М., «Наука», 1972.

Ицксон Г. В. Тектоно-геохимические типы рудопитающих метаморфогенных систем. В кн.: «Проблемы региональной металлогении». Тр. ВСЕГЕИ, т. 191. Л., 1973.

Казизын Ю. В. Метасоматизм гидротермальных месторождений. Л., «Недра», 1972.

Каляев Г. И. Геотектонические элементы Украинского щита. «Геохимия и рудообразование», 1972, № 1. Киев, «Наукова думка».

Карта тектоники докембрия континентов. Под ред. Ю. А. Косыгина, 1970.

Кнауф В. И. Тектоническое районирование Северной Киргизии. «Геотектоника», 1966, № 2.

Ковалев А. А. Тектоника плит и некоторые аспекты металлогенического анализа. «Геология рудных месторождений», 1972, № 5.

Ковалев А. А. Новая основа металлогенического анализа — мобилистская тектоника. «Изв. вузов. Геология и разведка», 1973, № 5.

Когарко Л. Н. Отношение Ni/Co — индикатор мантийного происхождения магм. «Геохимия», 1973, № 10.

Коржинский Д. С. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации. В кн.: «Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли», ч. II. М., «Наука», 1972.

Коржинский Д. С. Метамагматические процессы. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1973, № 12.

Котляр В. Н. Основы теории рудообразования. М., «Недра», 1970.

Кратц К. О., Глебовицкий В. А. Эволюция метаморфических процессов и их роль в формировании фундамента древних платформ. В кн.: «Тектоника фундамента древних платформ». М., «Наука», 1973.

Кропоткин П. Н. Геоэнергетика и проблема генезиса ювенильных (мантийных) и палингенетических (коровых) гранитных магм. «Тр. МОИП, отд. геол.», 1972, 46.

Кудрявцев В. А., Меламед В. Г., Шаратов В. Н. К динамике процессов регионального метаморфизма и палингенеза. «Геология и геофизика», 1969, № 6.

Кузубный В. С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогенические особенности. Автореф. докт. дисс. Новосибирск, 1973.

Кузнецов В. А. Магматизм и рудные формации. Тр. Ин-та геол. и геофиз. Сиб. отд. АН СССР, вып. 213, 1973.

Кулон Ж. Разрастание океанического дна и дрейф материков. Л., «Недра», 1973.

Лепезин Г. Г. Роль разломов при метаморфизме Алтае-Саянской складчатой области. «Докл. АН СССР», 1972, т. 206, № 6.

Летников Ф. А. К вопросу об условиях выплавления гранитоидных магм. «Докл. АН СССР», 1972, т. 207, № 6.

Лихачев А. П. О природе магматических месторождений. «Сов. геол.», 1973, № 5.

Лутц Б. Г. Верхняя мантия Земли и формирование коры континентов. «Вестник АН СССР», 1973, № 10.

Лучинин И. Л. Некоторые новые данные о полицикличности развития Уральского подвижного пояса. «Докл. АН СССР», 1972, т. 206, № 4.

Луцицкий И. В. О кислых магматических породах океанов. «Геотектоника», 1973, № 5.

Макарычев Г. И., Пазилова В. И. Строение фундамента и ранние стадии развития геосинклинали Каратау (Южный Казахстан). «Геотектоника», 1973, № 6.

Маракушев А. А. Система метаморфических минеральных фаций. В кн.: «Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли», ч. 2. М., «Наука», 1972.

Маракушев А. А. Петрология метаморфических горных пород. М., МГУ, 1973.

Медведева И. Е. Геология и петрология докембрийских метаморфических образований Макбальского поднятия (Северный Тянь-Шань). Автореф. канд. дисс., 1962.

Медведев В. А. Некоторые вопросы докембрийской геохронологии и их связь с эволюцией металлогении. «Изв. вузов. Геология и разведка», 1973, № 2.

Международный геологический конгресс, 24 сессия. Доклады советских геологов. Проблема 3. Тектоника. М., «Наука», 1972.

Международный геохимический конгресс, тт. 1, 2. Тезисы докладов. М., 1971.

Мельник Ю. П. Термодинамическая модель геохимической эволюции атмосферы и океана в докембрии. «Геохимия», 1973, № 12.

Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М., «Мир», 1971.

Металлогения и новая глобальная тектоника. Сб. тезисов докладов к совещанию. Л., 1973.

Метаморфические пояса СССР. Л., «Наука», 1971.

Метаморфогенное рудообразование. Тр. Межведомственного совещания. Киев, «Наукова думка», 1972.

Миллер Ю. В. Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов. «Геотектоника», 1973, № 5.

Михайлов А. Е. Космос и движения земной коры. «Природа», 1973, № 8.

Мияширо А. и др. Метаморфизм в пределах Срединно-Атлантического хребта. В кн.: «Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана». М., «Мир», 1973.

Наливкина Э. Б. Офиолитовые формации докембрия и базальтовый слой континентов. В кн.: «Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли», ч. I. М., «Наука», 1972.

Напряженное состояние земной коры. М., «Наука», 1973.

Николаев В. А., Доливо-Добровольский В. В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Нурлыбаев А. Н. Щелочные породы Казахстана и их полезные ископаемые. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1973.

Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма, тт. 1, 2. Тр. Всесоюзного симпозиума АН СССР. Новосибирск, 1972.

Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых (материалы к совещанию). Л., ВСЕГЕИ, 1971.

Павлова Т. Г. Гранитно-гнейсовые купола и их развитие во времени. «Геотектоника», 1972, № 4.

Павлова Т. Г. Формы проявления процессов гранитизации в складчатых областях мозаичного и линейного типов. «Докл. АН СССР», 1974, т. 215, № 5.

Паталаха Е. И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1970.

Паталаха Е. И., Смирнов А. В., Поляков А. И. Генетические типы геосинклинальной складчатости (Казахстан). Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1974.

Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. М., «Наука», 1973.

Петров В. П. Магма и генезис магматических горных пород. М., «Недра», 1972.

Петрология и металлогения базитов. М., «Наука», 1973.

Попов Ю. Г., Семейкина Л. К. Дорифейская кора выветривания гранитов западной окраины Патомского нагорья. «Геология и геофизика», 1974, № 9.

Поспелов Г. Л. Парадоксы, геолого-геофизическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск, «Наука», 1973.

Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967.

Проблемы геологии и полезных ископаемых. 24 сессия Международного геологического конгресса. Сб. статей. М., «Наука», 1974.

Проблемы глобальной тектоники. М., «Наука», 1973.

Проблемы магматической геологии. Сб. статей. Новосибирск, «Наука», 1973.

Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Сб. статей. Новосибирск, «Наука», 1973.

Проблема тектоники и магматизма глубинных разломов, т. 1. Глубинные разломы Южного Тянь-Шаня. Львов, 1973.

Равич М. Г. Проблема чарнокитов. В кн.: «Магматизм, формации кристаллических пород и глубины земли». М., «Наука», 1972.

Ревердатто В. В. Величины термодинамических градиентов при региональном метаморфизме. «Геология и геофизика», 1973, № 8.

Резанов И. А. Базальтовый слой земной коры. «Сов. геол.», 1972, № 9.

Реферативный журнал. «Геология», 1970—1973, № 1—12 (сводные тома). М., ВИНТИ.

Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г. Грейзеновые месторождения (онтогенез и филогенез). М., «Недра», 1971.

Ронов А. В., Ярошевский А. А. Химический состав земной коры. В кн.: «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными». Киев, «Наукова думка», 1971.

Рудник В. А. Ультраметаморфизм и его положение в геологической истории геосинклинально-складчатых систем. «Зап. Всесоюз. мин. об-ва», 1973, ч. 102, вып. 6.

- Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., «Недра», 1973.
- Сатпаев К. И. Избранные труды. тт. 1—5. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1967—1969.
- Семеновко Н. П. Метаморфизм подвижных зон. Киев, Изд-во АН УССР, 1963.
- Семеновко Н. П. Петрохимические и кристаллохимические аспекты проблемы метаморфизма. В кн.: «Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли». Тр. IV Всесоюз. петрограф. совещ., ч. 2. М., «Наука», 1972.
- Семеновко Н. П. Природа и модели метаморфизма. «Геохимия и рудообразование», 1972, № 1. Киев, «Наукова думка».
- Семеновко Н. П. Геохимическая кислородно-водородная модель Земли. Киев, 1974.
- Сидоренко А. В. и др. Пара- и ортоамфиболиты докембрия. М., «Наука», 1972.
- Сидоренко А. В., Розен О. М., Тенякова В. А., Гиммельфарб Г. Б. Метаморфизмы осадочных толщ и «углекислородное дыхание» земной коры. «Сов. геол.», 1973, № 5.
- Скарятин В. Д. Об изучении разрывной тектоники по комплексу разномасштабных космоснимков Земли (методом многоступенчатой генерализации). «Изв. вузов. Геология и разведка», 1973, № 7.
- Слюсарев В. Д., Куликов В. С. Геохимическая эволюция базит-ультрабазитового магматизма протерозоя. Л., «Наука», 1973.
- Смирнов В. И. Опыт металлогенического районирования территории СССР. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1959, № 4.
- Смирнов В. И. Очерки металлогении. М., «Госгеолтехиздат», 1963.
- Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1965.
- Смирнов В. И. Проблемы геологии рудных месторождений на Международном геологическом конгрессе в Канаде. «Геология рудных месторождений», 1973, № 1.
- Смирнов В. И. Вулканы и руды. «Вестник АН СССР», 1974, № 3.
- Смирнов В. И. Зоны Беньофа и магматогенное рудообразование. «Геология рудных месторождений», 1974, № 1.
- Соболев В. С. и др. Физико-химические условия глубинного петрогенезиса. «Геология и геофизика», 1970, № 4.
- Соболев В. С. Строение верхней мантии и способы образования магмы. М., «Наука», 1973.
- Субботин С. И. Некоторые аспекты причин тектонических движений. Докл. на общем собрании Отделения геологии и геофизики АН СССР. М., 1972.
- Суворов А. И. О соотношении основных сегментов земной коры в Центральном Казахстане. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1973, № 11.
- Суворов А. И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М., «Недра», 1973.
- Судовиков Н. Г. Метаморфогенное рудообразование. «Сов. геол.», 1965, № 1.
- Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А. и др. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов. Л., «Наука», 1970.
- Схема размещения геотектоногенов, геохимических поясов и зон Казахстана. Авторы: В. В. Степанов, Г. Н. Щерба. Алма-Ата, 1973.

Таусон Л. В. Геохимические типы гранитоидов. «Докл. АН СССР», 1974, т. 215, № 2.

Твалчрелидзе Г. А. Металлогеническая характеристика главных типов эвгеосинклиналей. «Сов. геол.», 1972, № 12.

Твердохлебов В. А. Дифференциация вещества в планетарных условиях. Новосибирск, «Наука», 1973.

Тектоника Африки. Под ред. Ю. Шуберта, А. Фор-Мюре. М., «Мир», 1973.

Тектоника фундамента древних платформ. Сб. статей. М., «Наука», 1973.

Термодинамический режим метаморфизма. Сб. тезисов докл. Всесоюз. симпозиума. Л., 1974.

Удинцев Г. Б. и др. Новые данные о желобах-разломах юго-западной части Тихого океана. «Геотектоника», 1974, № 2.

Усенко И. С. и др. Биотиты докембрия. Киев, «Наукова думка», 1972.

Усенко И. С. и др. Классификация геологических формаций Украинского щита. «Геологический журнал», 1974, № 1.

Усенко И. С., Цуканов В. А., Есипчук К. Е. Докембрийская субформация гранитоидов Приазовья. «Геохимия и рудообразование», 1972, № 1, Киев, «Наукова думка».

Усенко С. Ф., Чеботарев М. В. Геология и оловоносность Приамурья. М., «Недра», 1973.

Фаворская М. А. На подступах к глобальной металлогении. «Природа», 1972, № 3.

Фашии регионального метаморфизма умеренных давлений. Под ред. В. С. Соболева. М., «Недра», 1972.

Хаин В. Е. — В кн.: «Очерки современной геохимии и аналитической химии». М., «Наука», 1972.

Харкевич Г. А. Плотность у кровли мантии по результатам статистического анализа данных ГСЗ. «Геология и геофизика», 1973, № 11.

Хитаров Н. И., Пугин В. А. и др. Ликвация в оливниновом толеите (экспериментальные данные). «Геохимия», 1973, № 12.

Хорева Б. Я. Геологическое строение, интрузивный магматизм и метаморфизм Иртышской зоны смятия. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Хорева Б. Я. Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах. «Геотектоника», 1966, № 6.

Хорева Б. Я. Принципы выделения и классификации метаморфических и плутоно-метаморфических формаций. «Докл. АН СССР», 1967, т. 176, № 5.

Хорева Б. Я. Полиметаморфические комплексы докембрийского фундамента фанерозойских складчатых областей. Автореф. докт. дисс. Л., 1971.

Хорева Б. Я. Метаморфическая зональность земной коры как следствия изменения термического режима Земли. Тр. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. 46, 1972.

Хохлов П. И. К геологии интрузивных пород юго-восточной части Иртышской зоны смятия. В кн.: «Магматизм, геохимия и металлогения Рудного Алтая». Тр. ИГН им. К. И. Сатпаева АН КазССР. Алма-Ата, 1969.

Шаталов Е. Т., Орлова А. В. и др. Основные принципы состав-

ления, содержание и условные обозначения металлогенических и прогнозных карт рудных районов. М., «Недра», 1964.

Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968.

Шейнманн Ю. М. Различие материковой и океанической литосферы и дифференциация Земли. «Геотектоника», 1972, № 6.

Шейнманн Ю. М. Новая глобальная тектоника и действительность. Статья 1. «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1973, т. 48, № 5.

Шлайфштейн В. А. Условия образования двупироксеновых сланцев Лапландии и проблема их генезиса. «Докл. АН СССР», 1973, т. 210, № 3.

Шумаков В. Г. О происхождении и разделении анатектических и палингенных гранитоидов Гармского кристаллического массива. «Сов. геол.», 1973, № 8.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., «Недра», 1968.

Щеглов А. Д. Металлогения срединных массивов. Л., «Недра», 1971.

Щерба Г. Н. Геология Нарымского массива гранитоидов на Южном Алтае. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1957.

Щерба Г. Н. К проблеме редкометалльных поясов. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Щерба Г. Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.

Щерба Г. Н. Об одном из возможных принципов анализа металлогении региональных подвижных зон. «Геология и геофизика», 1965, № 5.

Щерба Г. Н., Сенчило Н. П., Кудряшов А. В., Ершов Б. В. Геология и редкометалльное оруденение Южного Казахстана. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1968.

Щерба Г. Н. Геотектоногены и рудные пояса. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1970.

Щерба Г. Н. Геотектоногены и оруденение. В кн.: «Металлогения и новая глобальная тектоника». Л., 1973.

Щерба Г. Н. Никелевые пояса Томсон и Линн Лейк. «Геология рудных месторождений», 1973, № 2.

Щербак Н. П. Проблемы геохронологии докембрия Украинского щита. В кн.: «Геохимия и рудообразование». Киев, «Наукова думка», 1972.

Эволюция вещества при ультраметаморфизме. Л., «Наука», 1972.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение	5
Глава 1. Геотектоногены и колонна преобразования	9
Общие вопросы	—
Геотектоногены линейного и каркасного типов	20
Механизм ГПЗ и тектоника плит	29
Колонна преобразования	42
Глава 2. Части колонны преобразования	46
Физические поля и метаморфизм	50
Нижняя часть колонны	63
Средняя часть колонны	80
Верхняя часть колонны	99
Глава 3. Преобразование слоев земной коры в колонне	101
Преобразование слоя «базальта» в «диоритовый» и «гранитный»	102
Юго-Западная часть Канадского щита	—
Родопский массив на Балканах	107
Заилийский Алатау (Северный Тянь-Шань)	109
Район Кастекского перевала	116
Жинишке-Сарыбулакский район	122
Бассейны Большой и Малой Алматинок	132

Преобразование «седиментного» слоя в «гранитный»	141
Иртышский метаморфический пояс	—
Курчумское пересечение	143
Касаткинское пересечение	149
Контакты Нарымского массива	155
Район низовья р. Ульбы	159

Глава 4. Массоперенос 180

Миграция из верхней мантии	182
Миграция из «базальтового» слоя в «диоритовый» и «гранитный»	190
Миграция в «седиментный» слой	200

Глава 5. Рудообразование 217

Типы разрезов земной коры и их геохимический профиль	218
Геологические и рудные формации	227
Рудные пояса и их внутреннее строение	232
Рудные зоны и время	237
Размещение рудных узлов и полей	241
Рудные парагенезисы и зональность	243
Источники рудного вещества	246
Прогнозная оценка рудоносности	255

Заключение 264

Литература 269

Щерба Григорий Никифорович

**КОЛОННА ПРЕОБРАЗОВАНИЯ
ЗЕМНОЙ КОРЫ**
(геологические аспекты)

*Утверждено к печати ученым советом Ордена Трудового
Красного Знамени Института геологических наук
им. К. И. Сатпаева Академии наук Казахской ССР*

Редактор *Н. А. Менжулина*
Худож. редактор *И. Д. Сущих*
Художник *М. А. Хоменко*
Техн. редактор *Л. И. Шашкова*
Корректор *В. И. Андриасян*

* * *

Сдано в набор 10/ХП 1974 г. Подписано к печати 20/II 1975 г.
Формат 60×84¹/₁₆. Бумага № 1. Усл. печ. л. 16,3. Уч.-изд. л. 17,1.
Тираж 1000. УГ05029. Цена 1 р. 95 к.

* * *

Типография издательства «Наука» Казахской ССР, г. Алма-Ата,
ул. Шевченко, 28. Зак. 169.

1170