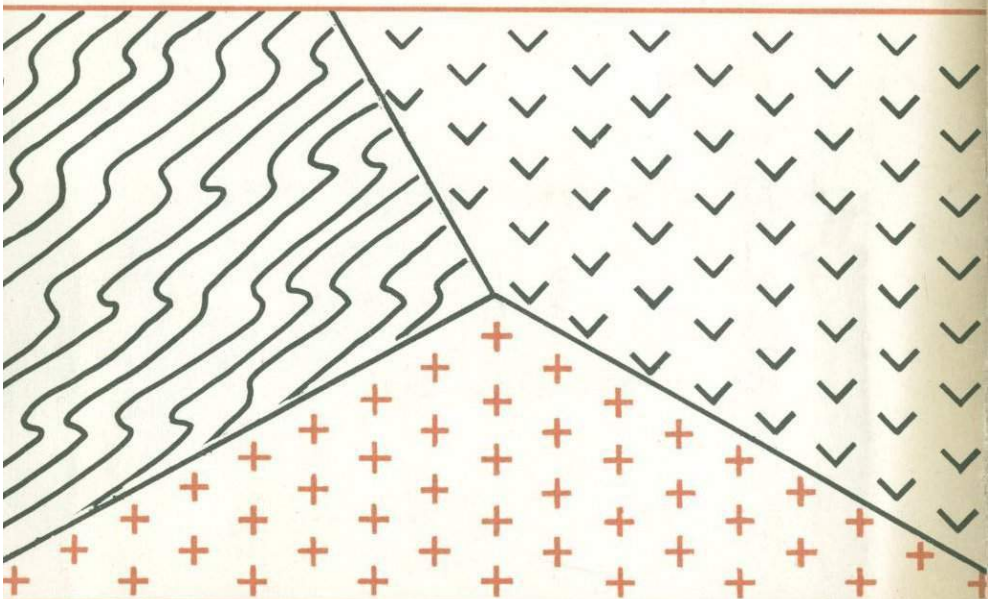


М.А.МИШКИН

# Метаморфизм в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР  
Дальневосточный геологический институт

М.А. МИШКИН

3485

# Метаморфизм в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"  
МОСКВА 1981



Мишкин М.А. **Метаморфизм в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану.** М.: Наука, 1981. 196 с.

В монографии рассмотрены условия формирования метаморфических формаций разновозрастных геотектонических структур зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Охарактеризован термодинамический режим метаморфизма и выявлены его особенности в докембрийских щитах и массивах, палеозойских, мезозойских и кайнозойских складчатых областях. Дана новая петрохимическая систематика метаморфических формаций и выделены их петрохимические ряды. Установлены особенности вещественного состава разновозрастных метаморфических формаций. Намечена эволюция условий метаморфизма в связи с развитием земной коры в западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Книга представляет интерес для петрологов, петрографов и геологов широкого профиля, занимающихся вопросами метаморфизма и развития земной коры в целом.

Табл. 62, ил. 39, библиогр. 279 назв.

Ответственный редактор

А.А. МАРАКУШЕВ

## ВВЕДЕНИЕ

В зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану метаморфические комплексы выходят на поверхность в разновозрастных геотектонических структурах различных уровней эрозионного среза — от наиболее глубинных в архейских щитах и массивах, до приповерхностных в кайнозойских складчатых областях. Наиболее крупными структурами Восточной Азии являются Сибирская и Китайская платформы, разделенные палеозойской Монголо-Охотской складчатой областью (рис. 1). Эти структуры образуют внешнее, континентальное обрамление северо-западной части Тихоокеанского пояса. К внутренней зоне относятся островные дуги — Курило-Камчатская и Сахалино-Японская, отделенные глубоководными желобами от океанической плиты. Такое гетерогенное строение зоны перехода представляет уникальную возможность для исследования эволюции метаморфизма в процессе развития земной коры.

Многие исследователи (Дж. Вильсон, Ф. Кинг, Ю.М. Пушаровский, Н.П. Васильковский, М.С. Марков и др.) рассматривают Тихоокеанский пояс, в том числе и его Азиатский сектор, в качестве примера необратимого развития земной коры континентального типа за счет океанической, хотя имеются и противоположные взгляды (В.В. Белоусов, П.Н. Кропоткин, Е.М. Рудич и др.). В опубликованных в последнее время исследованиях, специально посвященных геологии западной части Тихоокеанского пояса [Смирнов, 1976; Гнибиденко, 1979; Родников, 1979], также нет однозначного решения этого вопроса.

Представляется, что решение этой дискуссионной проблемы в значительной мере связано с изучением метаморфических комплексов зоны перехода от континента к океану в историко-геологическом аспекте. Подобное исследование, по нашему мнению, может быть результативным только на основе метода формационного анализа.

В настоящей работе предпринята попытка составить классификацию основных групп разновозрастных метаморфических формаций, наметить их распространение в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану и на этой основе отразить эволюцию вещественного состава метаморфических комплексов и термодинамических условий их формирования. Развиваемые здесь взгляды в определенной мере основаны на идеях, изложенных ранее в первом обобщении по метаморфизму Тихоокеанского пояса — "Метаморфизм Тихоокеанского пояса" [Маракушев и др., 1971]. Однако со времени опубликования этого труда накоплен новый фактический материал, позволяющий более де-



тально рассмотреть историю развития метаморфических процессов в северо-западной части Тихоокеанского пояса.

Следует отметить дискуссионность многих проблем метаморфизма. Это относится к вопросам флюидного режима при метаморфизме, источников тепловой энергии метаморфических процессов и связи их с тектогенезом. Особенно спорны возраст проявления фаз метаморфизма и корреляция метаморфических комплексов докембрия, что усугубляется отсутствием общепринятой геохронологической шкалы.

В настоящей работе принята, с учетом решений Всесоюзного совещания по общим вопросам расчленения докембрия СССР, состоявшегося в 1977 г. в г. Уфе, следующая стратиграфическая шкала докембрия, млн лет: нижний архей — 3000—3500; верхний архей —  $2600 \pm 100$ —3000; нижний протерозой —  $2600 \pm 100$ — $1650 \pm 50$ ; верхний протерозой —  $1650 \pm 50$ — $570 \pm 20$ . Используемые в монографии символы минералов приведены на с. 194.

Автор благодарен А.А. Маракушеву, взявшему на себя труд по редактированию монографии, И.А. Тарарину, О.В. Авченко, И.В. Козыревой за ценные советы и замечания, В.И. Ртищевой, В.Г. Новожиловой, С.Г. Кузьминой за помощь в оформлении рукописи к печати.

Рис. 1. Схематическая тектоническая карта востока Азии. Составлена по тектонической карте Евразии под ред. А.Л. Яншина [1966] с изменениями

Структуры континента. Области складчатости (а) и выступы древних структур в их пределах (б): 1 — дорифейской древних платформ (в том числе и под платформенным чехлом), 2 — байкальской, 3 — каледонской, 4 — герцинской, 5 — мезозойской; 6 — области кайнозойского тектогенеза востока Азии; 7 — выступы основания в кайнозойских складчатых комплексах; 8 — наложенные впадины тихоокеанского типа (юра—верхний мел, местами верхний триас) и неотектонического этапа развития, выполненные молассами; 9 — вулканогенно-осадочный комплекс Чукотско-Катазиатского пояса.

Структуры морского и океанического дна. 10 — области континентальных платформ и кайнозойских складчатых и геосинклиналиных зон, в том числе: 11 — глубокие котловины, лишенные гранитного слоя; 12 — глубоководные желоба; 13 — области океанических платформ

Массивы (цифры на карте): I — Хида, II — Чукотский, III — Омолонский, IV — Тайгоносский, V — Охотский, VI — Буреинский, VII — Ханкайский, VIII — Фэншуйлинский, IX — Кэнтэйский, X — Кимчекский, XI — Йоннамский (Собэк), XII — Индосинийский

## ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ И ОСНОВА КЛАССИФИКАЦИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Метод формационного анализа при исследовании метаморфических комплексов стал развиваться сравнительно недавно. Интерес к этому методу особенно резко возрос в последние годы. Это объясняется тем, что формационный анализ дает широкие возможности для всестороннего, комплексного изучения метаморфических образований.

В настоящее время не существует общепринятых классификационных схем метаморфических формаций и в основу их выделения принимаются различные принципы [Маракушев, 1965; Наливкина, 1968; Хорева, 1968; Лазько и др., 1968; Добрецов и др., 1969; Великославинский и др., 1970; Мишкин, 1970].

Метаморфические формации наряду с осадочными, магматическими, рудными и другими являются частным случаем геологических формаций. Чтобы подойти к определению понятия "метаморфическая формация" необходимо остановиться на существующих общих определениях понятия "геологическая формация". Развитие представлений о геологических формациях имеет длительную историю и подробно рассмотрено в литературе [Вассоевич, 1966; Херасков, 1952; Попов, 1966; Крашенинников, 1968; и др.]. В учении о формациях существует два главных направления — парагенетическое (структурное) и генетическое. Представители этих направлений дают принципиально отличающиеся определения понятия "геологическая формация". Соответственно различны и методы выделения и классификации геологических формаций.

Представители первого направления (Н.С. Шатский, Н.П. Херасков, Ю.А. Кузнецов и др.) эмпирически выявляют реально существующие парагенезисы пород — формации, а затем устанавливают их генетическую связь с развитием структур земной коры. По определению Н.С. Шатского, геологическими формациями называются "такие естественные комплексы, сообщества или ассоциации горных пород, отдельные части которых (породы, слои, отложения) тесно, парагенетически связаны друг с другом как в возрастном (переслаивание, последовательность), так и в пространственном отношении (фациальные смены и др.)" [Шатский, 1955, с. 8].

Н.С. Шатский особенно подчеркивал, что формации — это естественные парагенезисы горных пород, а не произвольный набор пород и фаций. Таким образом, в понятии Н.С. Шатского, геологические формации — это реально существующие естественно-исторические тела.

Генетический подход предусматривает создание абстрактной модели формаций на основе гипотез об их генезисе (В.В. Белоусов, Н.Б. Вассое-

вич, В.Е. Хаин и др.). В.В. Белоусов, например, полагает, что "каждая осадочная формация соответствует определенной стадии геотектонического цикла и определенной геотектонической зоне" [Белоусов, 1962, с. 175].

Противники подобного подхода отмечают, что наиболее существенным недостатком генетического направления в выделении геологических формаций является невозможность проверки генетических гипотез, т.е. создаваемые в этом случае модели геологических формаций являются ретроспективными. Однако представляется несомненным, что в ходе исследований выделенные "эмпирические" формации должны наполняться генетическим содержанием, что "позволяет наиболее рационально использовать их при прогнозе и выявлении закономерностей размещения полезных ископаемых... и дает возможность выявить общие закономерности строения и истории развития соответствующих регионов земной коры, в частности последовательность стадий в этом развитии" [Крашенинников, 1968, с. 16].

Примеры существующих определений понятия "метаморфическая формация" немногочисленны. С позиций парагенетического направления понятия метаморфическая формация рассматриваются Д.А. Великославским с соавторами [1970], Н.Л. Добрецовым с соавторами [1969].

Метаморфические комплексы, особенно глубокометаморфизированные, отличаются, как известно, сложностью своей истории формирования, и при их изучении использование генетических принципов весьма затруднительно. В этом случае только эмпирическое изучение существующих парагенезисов метаморфических пород может дать нам некоторое представление о генетической сущности той или иной метаморфической формации. Поэтому при выделении метаморфических формаций наиболее приемлемым представляется "парагенетический" принцип, предложенный Н.С. Шатским.

Во всех существующих многочисленных определениях метаморфическая формация характеризуется прежде всего как закономерный парагенезис метаморфических пород, обусловленный общностью первичного происхождения и последующего метаморфизма. Отсюда очевидно, что наиболее существенными факторами формирования пород метаморфической формации являются состав исходных образований и физико-химические условия метаморфизма. Влияние этих основных факторов может быть установлено путем непосредственного изучения литолого-петрографических и геохимических особенностей метаморфических комплексов.

Существующие представления о генезисе метаморфических комплексов тесно связаны с теорией развития подвижных геосинклинальных зон земной коры. Эти зоны сопровождаются проявлениями различного рода дислокаций и магматизма. В протерозое и фанерозое формирование метаморфических комплексов складчатых структур, как полагают большинство исследователей, отвечает стадии платформенно-геосинклинального развития земной коры. Тектоническая природа более древних — архейских структур дискуссионная [Пейве, Синицын, 1950; Лазько, 1961; Фролова, 1962; Павловский, 1962; Хаин, 1962; Сидоренко, 1963].

Однако в принципе можно полагать, что в позднем архее земная кора также характеризовалась платформенно-геосинклинальным типом развития. Об этом может свидетельствовать, например, возраст древнейших, слабо дислоцированных платформенных образований на Африканском континенте — систем Доминион-Риф и Витватерсранд соответственно  $3100 \pm 100$  и  $2300-2700$  млн. лет [Дю Тойт, 1957; Nikolaysen et al., 1962; Van Neikerk, Burger, 1964], формации Онвербахт и Фиттри системы Свазиленд — более 3200 млн. лет.

Генетическая сущность же древнейших геологических формаций раннего архея в настоящее время достоверно не установлена, хотя многие исследователи, с той или иной долей условности, относят их к формациям геосинклинальных подвижных зон [Хаин, 1962; Сидоренко, 1963; и др.]. Однако независимо от предполагаемой генетической модели, используя парагенетический метод Н.С. Шатского, можно выделять метаморфические формации на единой классификационной основе как среди древнейших, так и среди молодых метаморфических образований.

Существующие в настоящее время методы выделения конкретных геологических формаций основаны на использовании различных признаков — литологических, тектонических, петрографических и др. Однако очевидно, что дальнейшее развитие учения о геологических формациях требует единого принципа их выделения. Такой общей основой является термодинамика геологических процессов, формирующих геологические формации. С позиций термодинамики Земля представляет собой открытую систему, развивающуюся необратимо и, по предположению, впервые выдвинутому Г. Рамбергом [1957], с уменьшением энтропии.

Результатом этого необратимого процесса является дифференциация вещества Земли на ряд оболочек — мантию, земную кору, гидросферу, биосферу, атмосферу. Геологические формации — составные части земной коры и, следовательно, также должны отражать необратимую направленность развития Земли.

Термодинамические критерии направленности природных процессов определяются вторым началом термодинамики. В соответствии с классической формулировкой второго закона термодинамики для всех необратимых изменений в закрытой системе с температурой  $T$  для состояния  $S$  имеем

$$dS > dQ/T. \quad (1)$$

По Клаузиусу, в случае необратимых изменений

$$dS - dQ/T = dQ'/T > 0, \quad (2)$$

где  $dQ'$  — "некомпенсированная теплота", возникающая вследствие протекания необратимых процессов внутри самой системы;  $dQ$  — определенное количество тепловой энергии, которой система обменивается с внешним миром.

Энтропия системы  $S$  может изменяться вследствие только двух причин: либо в результате переноса энтропии из внешней среды или во внешнюю среду через границы системы, либо в результате возникновения энтропии в самой системе [Пригожин, Дефэй, 1966], поэтому измене-

ние энтропии  $dS$  можно записать как сумму двух членов:

$$dS = d_e S + d_i S, \quad (3)$$

где  $d_e S$  — энтропия, поступающая в систему из окружающей среды или из системы в среду, а  $d_i S$  — энтропия, возникающая в самой системе.

Согласно неравенству (2), энтропия  $d_i S = dQ'/T$ , возникающая в результате необратимых процессов, всегда положительна.

Для интересующих нас открытых систем, которые могут обмениваться с окружающей средой и тепловой энергией и веществом,  $dS$  может быть как положительным, так и отрицательным. В соответствии с принципом возрастания энтропии понижение энтропии открытой системы компенсируется увеличением энтропии внешней среды. Для Земли, рассматриваемой в качестве открытой системы, окружающая часть космического пространства является внешней средой, с которой она обменивается энергией и веществом. Имеющиеся в настоящее время данные позволяют полагать, что теплопотери Земли превышают сумму тепловой энергии, генерируемой в ее недрах, и энергии, получаемой от внешних источников (солнечная энергия, излучение звезд, энергия метеоритов) [Виноградов, 1962]. Величина потока отрицательной энтропии в этом случае превышает величину положительной энтропии, возникающей в результате развития необратимых процессов в системе Земля. При этом следует полагать, что приращение энтропии в результате поступления вещества из внешней среды в систему в виде метеоритов и метеоритной пыли не может изменить этого энтропийного баланса в существенной степени.

В сущности, в соответствии со статистическим толкованием энтропии, введенным Л. Больцманом и М. Планком, сам факт дифференциации Земли означает, что эволюция ее как геологической системы протекает с уменьшением энтропии.

Формирование геологических формаций, если под ними понимать составляющие элементы земной коры первого порядка, соответственно должно отражать эту общую тенденцию необратимого развития Земли. Поэтому в основе выделения геологических формаций необходимо рассматривать процессы дифференциации вещества горных пород, слагающих земную кору. Конечным результатом этой дифференциации является формирование мономинеральных разностей пород. Отсюда основным признаком любой геологической формации, позволяющим выделять их практически, будет наличие определенных ассоциаций мономинеральных пород. Мономинеральные породы имеются в геологических формациях любых типов — магматических, осадочных, гидротермальных, метаморфических. Так, например, для метаморфических комплексов довольно обычны мономинеральные или приближающиеся к ним кварциты. Они отмечаются в древнейших архейских вулканогенно-кремнистых толщах (серия Калгурли Западной Австралии, серия Свазиленд Южной Африки, сутамская серия Алдана). Кварцитовая формация в толщах основания нижнеархейских разрезов обычно представлена одной мономинеральной разностью пород — кварцитами. Однако в дальнейшем намечается быстрое усложнение ассоциации мономинеральных пород этой первичной формации. Из многочисленных разновидностей метамор-

фических формаций, в которых кварциты входят в качестве одного из составляющих членов ассоциации, примером может служить группа высокометаморфизованных первичноосадочных железистых пород, известных в литературе под общим названием "эвлизитовая серия". Такие породы известны в нижнеархейских образованиях кольской серии Балтийского щита [Бондаренко, Дагелайский, 1961]. Среди них отмечаются мономинеральные или близкие к ним обособления, сложенные фаялитом, ортопироксеном, кварцем. Ассоциация этих пород образует фаялит-ортопироксен-кварцевую формацию.

В нижнем протерозое фаялитовые породы сопровождают толщи с магнетитовыми рудами, например фаялит-ортопироксен-кварц-магнетитовая формация Криворожско-Кременчугской зоны Украинского щита. [Петрография . . . . 1956], фаялит-ортопироксен-гранат-кварц-магнетитовая формация Ханкайского массива Приморья [Мишкин, 1969]. Формации эвлизитовой серии в более молодых метаморфических комплексах встречаются значительно реже. Отмечены они, например, в палеозойских метаморфизованных пластовых железомарганцевых месторождениях Японии. Так, на марганцевых месторождениях плато Китаками распространена тефроит-родонит-кварц-гаусманитовая формация [Ватанабе и др., 1973].

Исходя из изложенного, метаморфическую формацию (как и любую другую) можно определить как закономерный парагенезис мономинеральных и сопутствующих им пород, обусловленный общностью развития единой геологической системы. Выделение метаморфических формаций на предлагаемой основе позволит наметить пути термодинамической и химической эволюции земной коры.

Однако в настоящее время подобное решение задачи может быть выполнено лишь весьма приближенно. Предлагаемый подход к выделению конкретных геологических формаций требует детальной изученности метаморфических комплексов, которая до сих пор для рассматриваемого и любого сектора Тихоокеанского пояса весьма неравномерна. В связи с этим в настоящей работе для решения поставленной задачи рассматриваются группы и ряды метаморфических формаций, в основу выделения которых положены следующие признаки: 1 — петрохимические особенности метаморфических комплексов; 2 — исходный состав первичных осадочных и магматических образований; 3 — термодинамические условия метаморфизма.

#### ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ И СОСТАВ ИСХОДНЫХ ПОРОД

При характеристике петрохимических особенностей метаморфических формаций предполагается, что процессы регионального метаморфизма носят в основном изохимический характер и проявляющиеся при этом явления привноса—выноса тех или иных компонентов не затушевывают первоначального характера распределения петрогенных элементов в основных типах пород комплекса. Это не относится к локальным зонам интенсивного проявления метасоматизма, и такие зоны здесь не рассматриваются.

Na/K ат. кол.

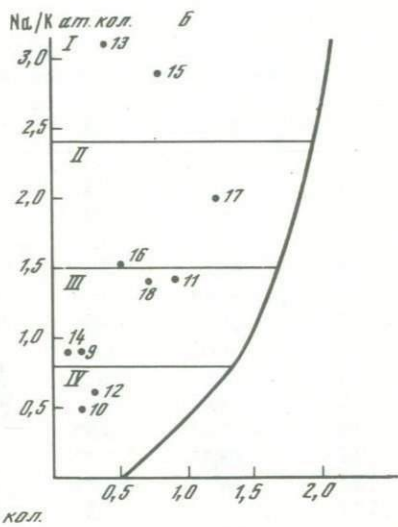
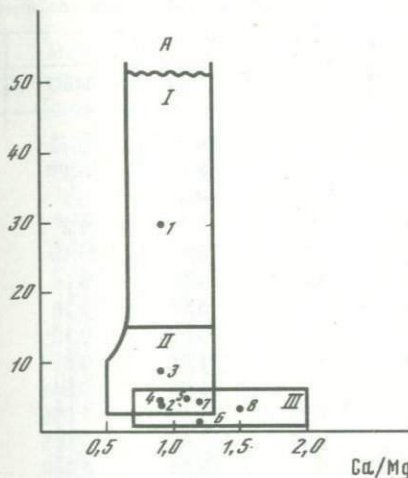


Рис. 2. Диаграммы зависимости петрохимических особенностей вулканогенных (А) и терригенно-осадочных пород (Б) от типа геотектонических структур

Римские цифры — поля пород. Для А — базальты: I — толеитовые срединно-океанических хребтов, II — толеитовые и щелочные оливиновые океанических плит и океанических островов; III — базальты и андезиты островных дуг. Б — I — песчаники преимущественно эвгеосинклиналей ранних этапов развития; II — песчаники завершающих и глинистые сланцы начальных этапов развития эвгеосинклиналей; III — песчаники миогеосинклиналей и платформ и глинистые сланцы завершающих этапов развития эвгеосинклиналей; IV — песчаники и глинистые сланцы миогеосинклиналей и платформ. Арабские цифры — номера анализов пород в табл. 1

Известно, что вопрос подвижности, инертности петрогенных элементов при метаморфизме служит предметом дискуссии. При этом некоторые исследователи даже для одних и тех же или близких по своей природе геологических объектов приходят к противоположным выводам о поведении петрогенных элементов при метаморфизме [Великославинский, 1966; Другов и др., 1968; Хильтова и др., 1969; Буряк и др., 1971; Петров, Макрыгина, 1975; Кепежинскас, 1977]. Возникающие затруднения, вероятно, можно объяснить различным исходным составом сравниваемых пород и незначительным изменением содержаний элементов при метаморфизме по сравнению с первичным содержанием их в породах. Д.С. Коржинским [1947] намечен эмпирический ряд подвижности компонентов при метасоматических и метаморфических процессах. В этом ряду наиболее подвижными при любых метаморфических процессах являются вода и углекислота. Далее по степени подвижности выделены следующие группы элементов: 1) S, Cl, K, Na; 2) O, Ca, Mg, Fe, Si; 3) P, Al, Ti.

Анализ режима щелочей при метаморфизме, проведенный, автором [Мишкин, 1971] привел к выводу о том, что содержание Na уменьшается в высокотемпературных породах гранулитовой фации. В изменении содержания K не устанавливается какой-либо закономерности в зависимости от степени метаморфизма, а отражается, вероятно, его первичное содержание в породе. Можно полагать, что изменения содержаний элементов остальных групп, являющихся более инертными, чем K, не изменяют

Таблица 1

Средний состав основных вулканитов, песчаников и глинистых сланцев геотектонических структур континентов и океанов, вес. %

№ анализа	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
1	49,31	1,39	16,15	2,41	6,79	0,16
2	46,25	3,08	15,05	3,72	8,48	0,17
3	49,4	2,5	13,9	3,0	8,5	0,2
4	45,4	3,0	14,7	4,1	9,2	0,2
5	49,61	0,79	18,03	4,15	5,47	0,10
6	59,66	0,66	17,17	3,66	4,03	0,14
7	50,36	0,96	18,69	4,34	5,57	0,16
8	59,51	0,79	17,36	3,15	3,63	0,12
9	80,04	0,50	6,89	2,56	1,06	0,035
10	55,94	0,87	19,57	3,55	1,79	0,041
11	73,97	0,52	9,85	1,94	1,67	0,036
12	56,48	0,90	18,86	4,07	2,49	0,065
13	71,92	0,52	12,91	1,44	3,56	0,040
14	55,54	0,90	22,29	2,84	3,47	0,084
15	58,32	0,74	14,74	3,16	4,14	0,11
16	57,71	0,85	15,91	3,34	4,96	0,11
17	61,83	0,65	15,06	2,95	1,73	0,08
18	62,03	0,66	13,95	3,12	1,92	0,06

Примечание. 1 — толеитовые базальты срединных океанических хребтов; 2 — щелочные оливиновые базальты Тихого океана [Кутолин, 1972]; базальты Гавайских островов [Геология океана, 1979]; 3 — толеитовые, 4 — щелочные оливиновые; неогеновые вулканические породы Курильских островов: 5 — базальты, 6 — андезиты; вулканические породы Восточно-Камчатской складчатой области [Петрохимия..., 1966]; 7 — четвертичные базальты, 8 — андезиты; юрско-неогеновые

основных петрохимических особенностей исходных пород при региональном метаморфизме.

В соответствии с группами подвижности компонентов, выделенных Д.С. Коржинским, для петрохимической характеристики метаморфических формаций в настоящей работе рассматриваются отношение щелочных металлов (Na/K) (ат. кол.), щелочноземельных металлов (Ca/Mg), железа к щелочноземельным металлам (Fe/Ca + Mg). Кроме того, представляется рациональным сопоставить один из инертных элементов — алюминий с наиболее подвижными — щелочными и щелочноземельными металлами (Al/(Na + K + Ca + Mg)). Эти отношения элементов рассматриваются в атомных количествах, учитывающих их различия по атомному весу, что позволяет полнее, чем в весовых процентах, отражать их содержания в горных породах. По величине этих отношений выделяются следующие петрохимические ряды формаций: натровый (Na/K > 1); калиевый (Na/K<sub>Fe</sub> < 1); кальциевый (Ca/Mg > 1); магниевый (Ca/Mg < 1); железистый (Fe/(Ca + Mg) > 1); щелочноземельный (Fe<sub>общ.</sub> / (Ca + Mg) < 1); глиноземистый (Al/(Na + K + Ca + Mg) > 1). Петрохимическая характеристика формаций принимается по петрохимическим

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	Cорг.
7,99	11,78	2,82	0,26	0,16	—	—
7,53	9,46	3,03	1,22	0,54	—	—
8,4	10,3	2,2	0,4	0,3	—	—
7,8	10,5	3,0	1,0	0,4	—	—
5,90	9,32	2,41	0,78	—	—	—
3,20	5,37	2,61	1,53	—	—	—
5,90	9,83	2,61	0,85	—	—	—
2,96	6,33	3,55	1,57	—	—	—
1,77	0,41	0,90	1,56	0,163	0,25	0,42
1,95	0,50	0,72	2,33	0,103	0,32	1,36
1,67	1,96	1,76	1,89	0,131	0,66	0,20
2,46	0,88	1,23	2,96	0,134	0,46	0,81
1,69	0,86	2,74	1,30	0,148	0,18	0,16
2,32	0,25	1,84	3,23	0,131	0,14	1,12
4,19	4,41	3,25	1,70	—	—	—
3,51	2,54	2,56	2,49	—	—	—
2,47	4,04	2,65	1,99	—	—	—
2,56	2,49	2,00	2,18	—	—	—

породы Русской платформы: 9 — песчаники, 10 — глинистые сланцы; юрско-неогеновые породы Большого Кавказа: 11—12 — в миогеосинклинали (11 — песчаники, 12 — глинистые сланцы), 13—14 — в эвгеосинклинали (13 — песчаники, 14 — глинистые сланцы); породы Восточно-Камчатской складчатой области [Маркевич, Чудаев, 1979; Чудаев, 1977]: 15—16 — мел-палеогеновые (15 — песчаники, 16 — глинистые сланцы), 17—18 — миоценовые (17 — песчаники, 18 — глинистые сланцы).

параметрам пород, составляющим более 50% разреза метаморфического комплекса.

Рассмотрим наиболее общие черты первичного состава метаморфических формаций на основе геосинклинальной теории развития земной коры.

Как считают многие исследователи, на ранних этапах развития земной коры (геосинклинально-океаническая стадия, по В.Е. Хаину [1962]) были широко распространены вулканогенные формации. В последующую, платформенно-геосинклинальную стадию существенно вулканогенные формации характеризуют уже только начальные стадии развития эвгеосинклиналей. Некоторую аналогию с вулканогенными формациями геосинклинально-океанической стадии развития земной коры, вероятно, представляют вулканогенные образования современных структур океана. К ним в первую очередь относятся срединно-океанические рифтовые зоны, океанические острова и океанические плиты. В настоящее время установлено [Геология океана . . . , 1979], что основная масса вулканитов срединно-океанических хребтов представлена однообразными так называемыми примитивными базальтами.

На петрохимической диаграмме Na/K — Ca/Mg (рис. 2, А) толеитовые

Таблица 1 (окончание)

№ анализа	SO <sub>3</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	П.п.п.	Сумма	Отношение петрогенных элементов	
						Na/K	Ca/Mg
1	—	—	—	—	99,22	30,0	0,9
2	—	—	—	—	—	3,8	0,9
3	—	—	—	—	98,74	8,8	0,9
4	—	—	—	—	99,3	4,4	0,9
5	—	—	—	—	—	4,9	1,1
6	—	—	—	—	—	2,6	1,2
7	—	—	—	—	—	4,4	1,2
8	—	—	—	—	—	3,5	1,5
9	0,01	2,47	1,14	0,39	100,57	0,9	0,2
10	0,004	7,84	3,42	0,09	100,40	0,5	0,2
11	0,02	2,30	1,32	0,35	100,25	1,4	0,9
12	—	6,19	1,78	0,20	99,97	0,6	0,3
13	—	1,88	0,84	0,13	100,32	3,1	0,4
14	—	4,96	1,18	0,36	100,65	0,9	0,1
15	—	—	—	5,12	99,88	2,9	0,8
16	—	—	—	6,25	100,13	1,5	0,5
17	—	—	—	7,28	100,93	2,0	1,1
18	—	—	—	8,90	99,87	1,4	0,7

базальты срединно-океанических хребтов характеризуются высокими значениями отношений Na/K ( $< 16$ , табл. 1) (рис. 2, А, поле I). Поле толеитовых и щелочных оливиновых базальтов океанических плит и океанических островов располагается в области более низких значений ( $< 16$ ) отношений Na/K (см. рис. 2, А, поле II). Общей чертой толеитов и щелочных оливиновых базальтов структур океана является близкая к единице величина отношения Ca/Mg. В этом они отличаются от базальтоидов андезитовой формации островных дуг, в которых эта величина может достигать 2 и более (см. рис. 2, А, поле III). Величины отношений Na/K в базальтоидах андезитовой формации в среднем меньше 6 (см. рис. 2, А, поле III). Базальтоиды андезитовой формации широко распространены в пределах современных островных дуг, представляющих, по мнению многих исследователей, структуры поздних стадий развития эвгеосинклиналей. Эти стадии характеризуются достаточно широким развитием терригенно-осадочных формаций. Породы терригенно-осадочных формаций, как и магматических, отчетливо отражают зависимость своих петрохимических особенностей от типа геотектонических структур, в которых они развиваются.

В эвгеосинклинальных зонах ранних стадий развития с широко проявленным основным вулканизмом глинистые сланцы обычно характеризуются повышенным содержанием Na [Miyashiro, Haramura, 1966]. Пелитовые породы завершающих стадий развития эвгеосинклиналей, миогеосинклиналей и тесно с ними связанных субплатформенных и платформенных образований обычно характеризуются существенным преоб-

ладанием К над Na ( $Na/K < 1$ ). Аналогичная зависимость состава пород от типа геотектонических структур отмечается и для песчаников, хотя в общем они отличаются более высоким содержанием натрия по сравнению с ассоциирующими с ними пелитами.

В отношении песчаников Дж. Мидлтоном [Middleton, 1970] было установлено, что песчаники эвгеосинклиналей по преобладанию Na резко отличаются от песчаников внутриконтинентальных структур — тафрогеосинклиналей и экзогеосинклиналей.

В отношении вышесказанного особенно наглядным являются специальные петрохимические исследования, выполненные А.Б. Роновым с соавторами [1965]. Авторами изучены петрохимические особенности терригенно-осадочных толщ Русской платформы и примыкающей к ней геосинклинали Большого Кавказа, в которой выделяются миогеосинклиральная и эвгеосинклиральная зоны. По этим данным отчетливо наблюдается увеличение Na/K в терригенно-осадочных породах в последовательном ряду геотектонических структур: Русская платформа—миогеосинклиральная Большого Кавказа—эвгеосинклиральная Большого Кавказа (см. табл. 1). На диаграмме Na/K—Ca/Mg (см. рис. 2, Б), составленной по литературным данным для терригенно-осадочных пород, бедных Са ( $CaO \leq 5\%$  вес.), намечены поля I, II, III, IV, отражающие зависимость петрохимических особенностей пород от типа геотектонической структуры. Естественно, что выделенные на диаграмме поля пород отражают эту зависимость весьма ориентировочно, поскольку здесь необходимо учитывать влияние многих факторов, таких как конкретный состав размываемого субстрата, расстояние от источника сноса и т.д.

На диаграмму (см. рис. 2, Б) нанесены, по данным В.П. Маркевича и О.В. Чудаева [1979], О.В. Чудаева [1977], составы песчаников и глинистых сланцев из флишевых толщ Камчатской складчатой области (см. табл. 1, анализы 15—18). Анализы 15 и 16 характеризуют верхнемеловую флишевую толщу, лежащую в основании видимой части разреза Центрально-Камчатского синклинория. Анализы 17, 18 — миоценовые флишевые отложения Тюшевского прогиба, наложенного на Восточно-Камчатскую синклинорную структуру.

На диаграмме рис. 2, Б (поля I, II, III) эти породы располагаются соответственно в полях эвгеосинклиналей начальных (Центрально-Камчатский синклинорий) и завершающих этапов развития (Тюшевский прогиб), что хорошо согласуется с существующими взглядами на геотектоническую природу этих структур.

На основе рассмотренных выше петрохимических отношений составлены диаграммы реконструкции первичного состава метаморфических пород. Они построены с учетом содержания кремниевой кислоты в породе. Эта величина широко применяется в существующих петрохимических и петрографических систематиках горных пород [Маракушев, 1973б; и др.], и использование ее в диаграммах реконструкции представляется рациональным. Кроме того, существенной особенностью предлагаемых диаграмм является то, что они составлены отдельно для двух групп пород: богатых и бедных Са. К породам, бедным Са, отнесены разности с содержанием  $CaO \leq 5\%$ . Статистические данные показывают, что эти

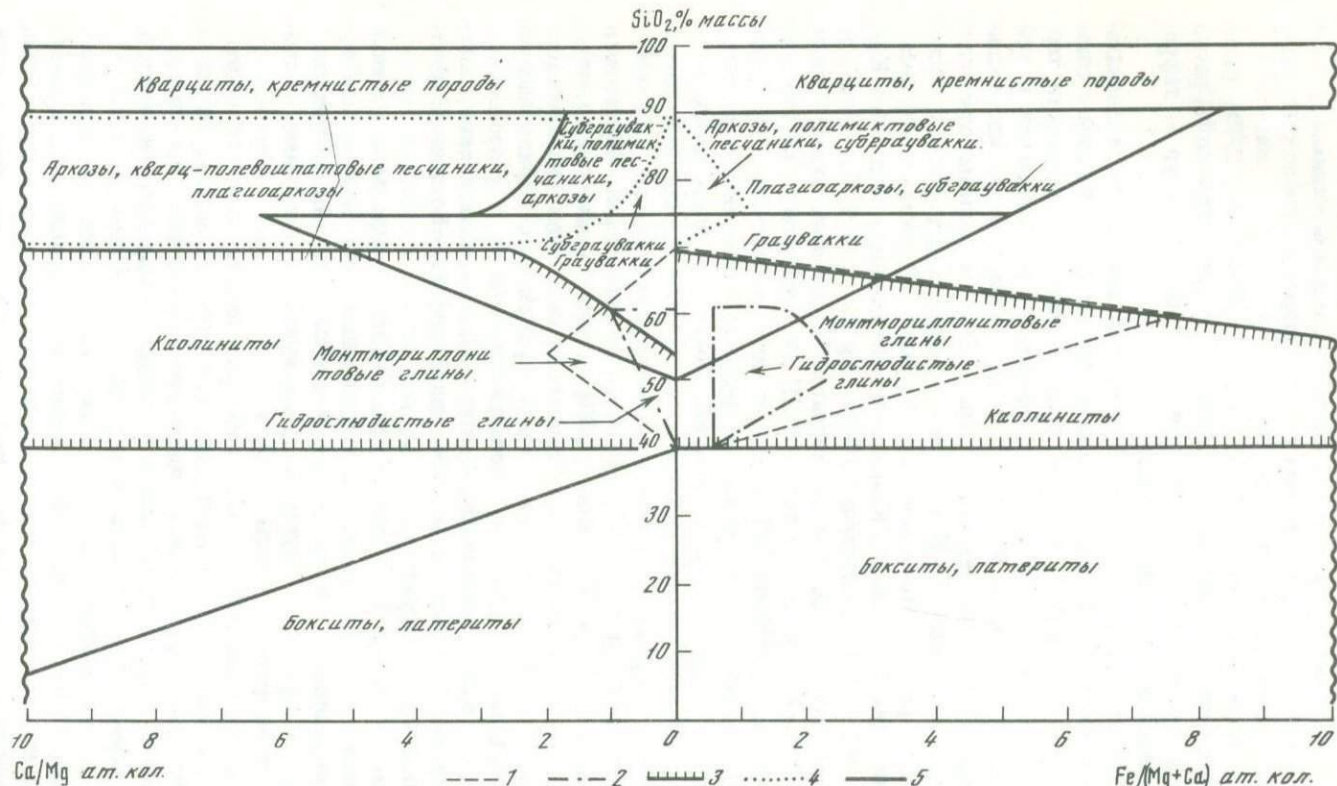


Рис. 3. Диаграмма для реконструкции первичного состава терригенно-осадочных пород, бедных Ca ( $\text{CaO} \leq 5$  вес. %), в координатах  $\text{SiO}_2 - \frac{\text{Ca}}{\text{Mg}}$  и  $\text{SiO}_2 - \frac{\text{Fe}}{\text{Mg} + \text{Ca}}$

Поля: 1 — монтмориллонитовых глин, 2 — гидрослюдистых глин, 3 — каолинитов, 4 — аркозов и кварц-полевошпатовых песчаников, 5 — остальных пород

3485

2. Зак. 271

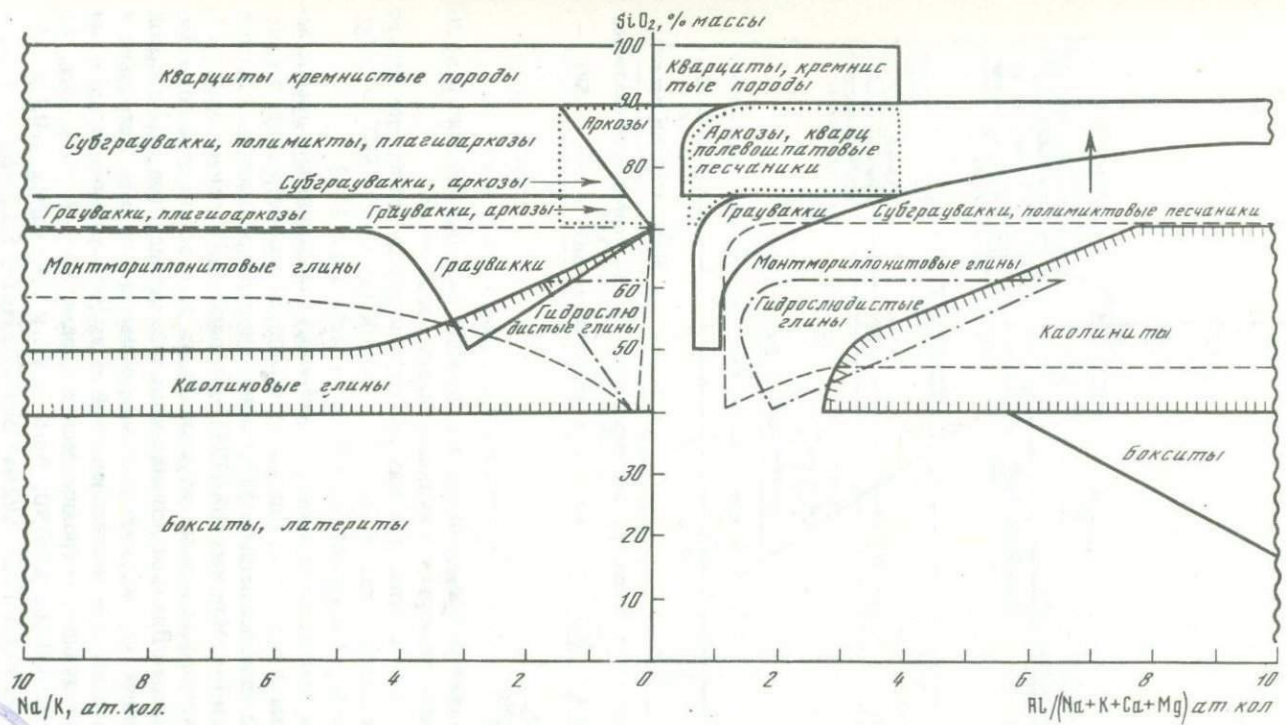
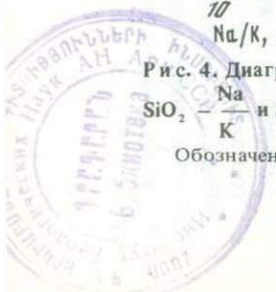


Рис. 4. Диаграмма для реконструкции первичного состава терригенно-осадочных пород, бедных Са (СаО ≤ 5 вес. %) в координатах

$$\text{SiO}_2 \frac{\text{Na}}{\text{K}} \text{ и } \text{SiO}_2 \frac{\text{Al}}{\text{Na} + \text{K} + \text{Ca} + \text{Mg}}$$

Обозначения границ полей пород см. на рис. 3



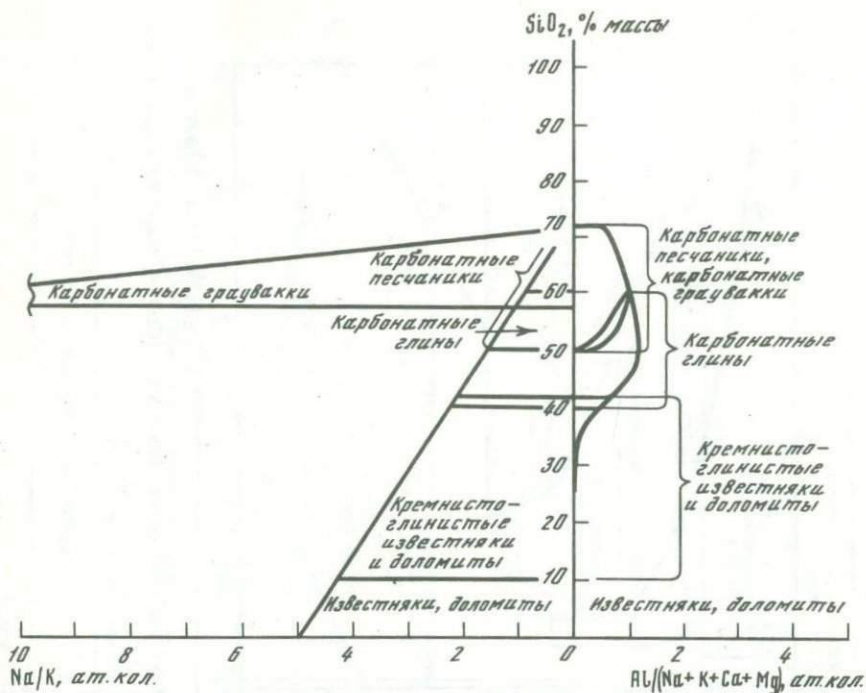


Рис. 5. Диаграмма для реконструкции первичного состава терригенно-осадочных пород, богатых Са ( $\text{CaO} > 5$ , вес. %), в координатах  $\text{SiO}_2 - \frac{\text{Na}}{\text{K}}$  и  $\text{SiO}_2 - \frac{\text{Al}}{\text{Na} + \text{K} + \text{Ca} + \text{Mg}}$

величины являются предельными в осадочных породах, обычно относимых к типичным пелитам, а в вулканогенных — к дацитам.

В соответствии с этим для каждой группы пород составлено четыре диаграммы в координатах:  $\text{SiO}_2$  (вес. %) —  $\frac{\text{Na}}{\text{K}}$  (ат. кол.);  $\text{SiO}_2 - \text{Ca}/\text{Mg}$ ;  $\text{SiO}_2 - \text{Fe}/(\text{Ca} + \text{Mg})$ ;  $\text{SiO}_2 - \text{Al}/(\text{Na} + \text{K} + \text{Ca} + \text{Mg})$ ; (рис. 3—8).

В качестве примера, поясняющего методику использования предлагаемых диаграмм и подтверждающего возможность реконструкции первичного состава высокометаморфизованных пород, рассмотрим данные Б.В. Петрова и В.А. Макрыгиной [1975] для пелитов Патомского нагорья, зонально метаморфизованных в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций. Для высокоглиноземистых метапелитов пурпольской свиты на основе химических анализов, приводимых Б.В. Петровым и В.А. Макрыгиной, для зеленосланцевой и амфиболитовой фаций нами рассчитаны следующие петрохимические параметры при  $\text{SiO}_2$  (вес. %) соответственно: —47,82 и 50,90;  $\text{Na}/\text{K} - 1,1$  и 0,4;  $\text{Ca}/\text{Mg} - 0,1$  и 0,4;  $\text{Fe}_{\text{общ.}}/(\text{Ca} + \text{Mg}) - 4,8$  и 5,7;  $\text{Al}/(\text{Na} + \text{K} + \text{Ca} + \text{Mg}) - 5,3$  и 6,9.

На диаграммах (см. рис. 3 и 4) всем четырем петрохимическим параметрам метапелитов зеленосланцевой фации при содержании  $\text{SiO}_2 = 47,82\%$  соответствуют поля каолиновых глин. При этом наблюдается

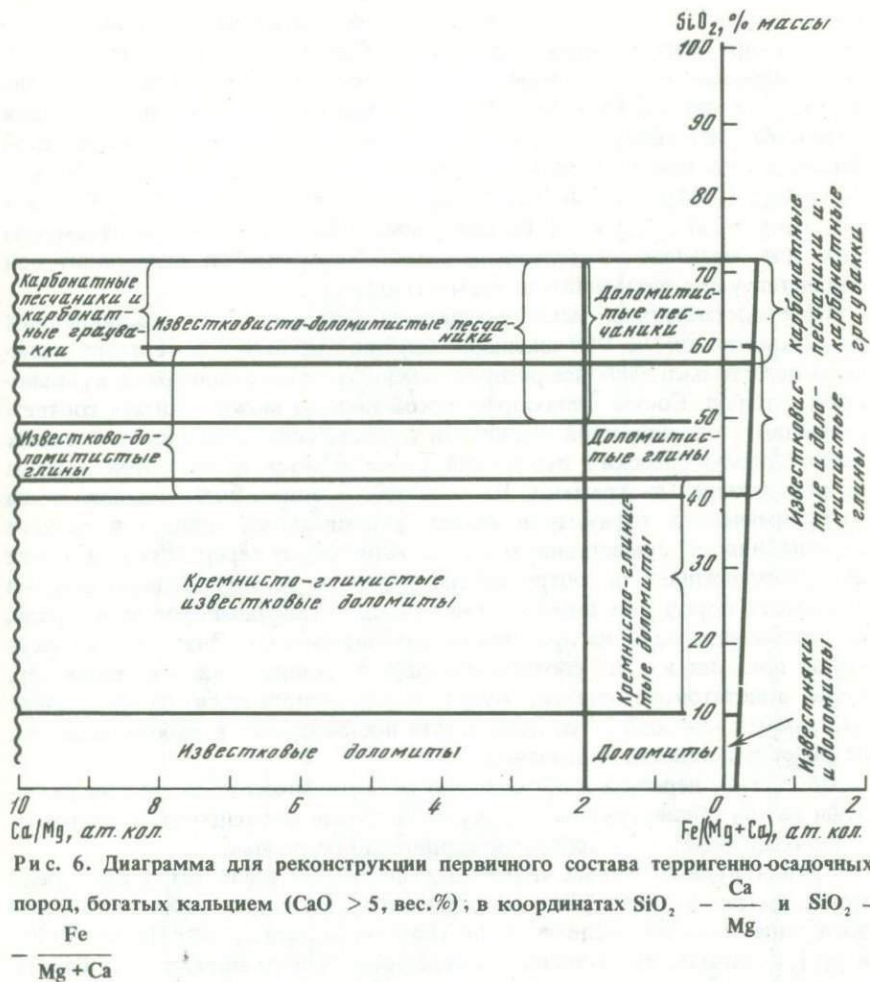


Рис. 6. Диаграмма для реконструкции первичного состава терригенно-осадочных пород, богатых кальцием ( $\text{CaO} > 5$ , вес. %), в координатах  $\text{SiO}_2$  -  $\frac{\text{Ca}}{\text{Mg}}$  и  $\text{SiO}_2$  -  $\frac{\text{Fe}}{\text{Mg} + \text{Ca}}$

совпадение параметров для каолиновых и монтмориллонитовых глин на диаграмме  $\text{SiO}_2$ -Na/K, каолиновых, монтмориллонитовых и гидрослюдистых глин на диаграмме  $\text{SiO}_2$ -Ca/Mg. Поскольку на всех четырех диаграммах вычисленные петрохимические параметры соответствуют каолиновым глинам, принимаем, что исходными породами зеленосланцевой фации пурпольской свиты были каолиновые глины. В случае, если бы наряду с каолиновыми глинами на всех четырех диаграммах петрохимические параметры соответствовали бы, например, и гидрослюдистым глинам, исходный состав пришлось бы интерпретировать как гидрослюдисто-каолиновые, точнее, не определенные глины.

Рассматривая петрохимические параметры метапелитов пурпольской свиты, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации, приходим к выводу, что им на указанных выше всех четырех диаграммах также

соответствуют поля каолининовых глин. Аналогичные результаты получены и при рассмотрении метапелитов другого состава, выделенных Б.В. Петровым и В.А. Макрыгиной под названием железистых в составе анангской свиты. Петрохимические параметры этих метапелитов для разностей метаморфизованных в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях соответственно следующие:  $\text{SiO}_2$  (вес. %) — 62,60 и 65,44;  $\text{Na/K}$  — 1,0 и 0,2;  $\text{Ca/Mg}$  — 0,1 и 0,2;  $\text{Fe}_{\text{общ.}}/(\text{Ca} + \text{Mg})$  — 0,6 и 3,1;  $\text{Al}/(\text{Na} + \text{K} + \text{Mg} + \text{Ca})$  — 1,9 и 3,1. На диаграммах (см. рис. 3 и 4) эти параметры как для метапелитов зеленосланцевой фации, так и амфиболитовой соответствуют монтмориллоновым глинам.

На представленных выше диаграммах (см. рис. 3—8), составленных на основании около 900 анализов, опубликованных в литературе, нанесены поля только наиболее распространенных типов осадочных и вулканогенных пород. Состав метаморфической породы можно считать соответствующим той или иной первичной породе, если величины указанных выше петрохимических отношений располагаются в поле этой породы на всех четырех диаграммах. Несоответствие одного или большего числа петрохимических параметров может указывать на ошибку в анализе породы или ее существенную метасоматическую переработку, а также на принадлежность к интрузивным породам, редким разновидностям осадочных пород или породам смешанного осадочно-туфогенного ряда, не рассматриваемым на представленных диаграммах. Значительная часть туфов попадает в поля соответствующих вулканических лав; например, туфы андезитового состава будут интерпретироваться на указанных диаграммах как андезиты, однако для поставленных в работе задач это не имеет существенного значения.

По составу первичных образований метаморфические формации разделены на три общие группы: 1 — вулканогенные формации; 2 — вулканогенно-осадочные; 3 — карбонатно-терригенно-осадочные.

Группа вулканогенных первичных формаций выделяется как среди молодых, так и древнейших комплексов в структурах эвгеосинклинального типа. Многие исследователи [Васильковский, 1968, Пейве, 1969; и др.] полагают, что типичные эвгеосинклинали развиваются на базальтоидном основании, чем объясняется специфика их магматизма, характеризующаяся широким распространением вулканитов спилито-кератофировой группы формаций [Кузнецов, 1964] и интрузий базитов и гипербазитов. Терригенно-осадочные компоненты в этой группе формаций развиты незначительно и представлены обычно яшмами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами. В принятой нами классификации к группе первичных вулканогенных формаций отнесены те, в которых вулканиты являются преобладающими и составляют более 50% общего объема пород.

Группа вулканогенно-осадочных формаций тесно связана с вулканогенными формациями и обычно замещает их по латерали, но преимущественно развивается на более поздних стадиях эвгеосинклиналей. В составе формаций преобладают песчано-глинистые, флишоидные, карбонатные и другие терригенно-осадочные образования с подчиненным развитием основных вулканитов.

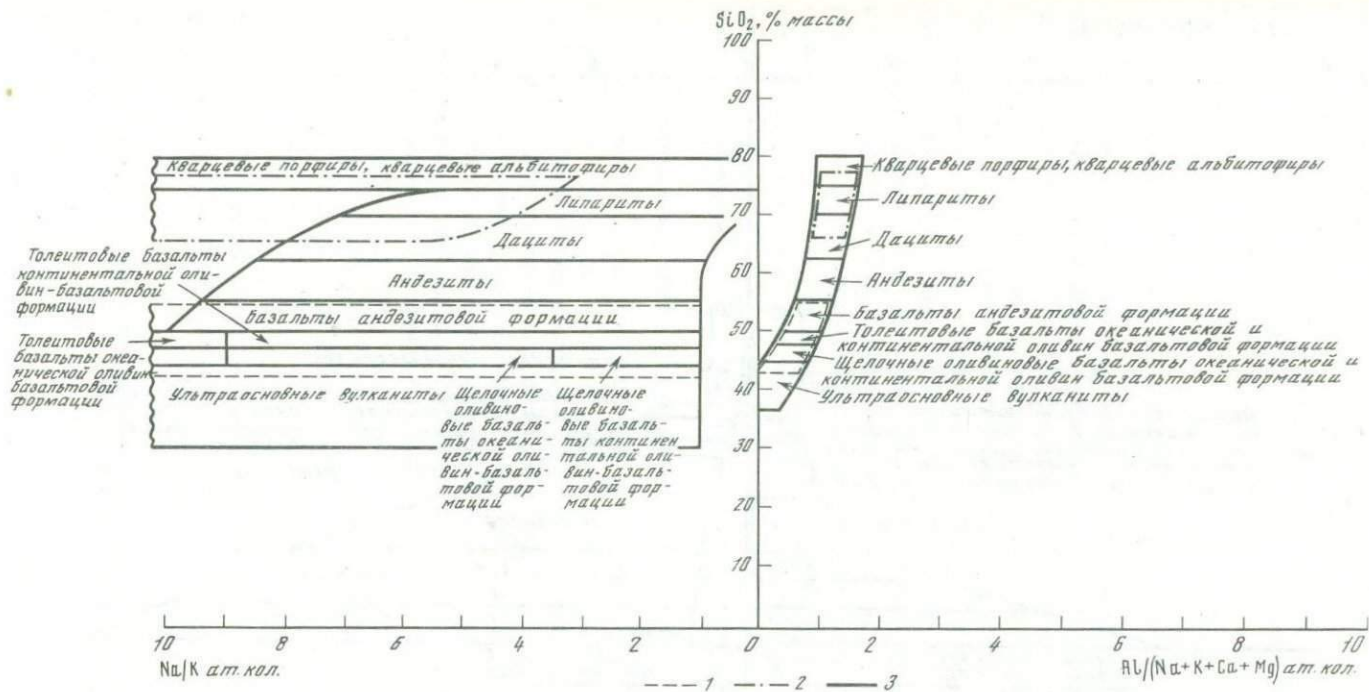
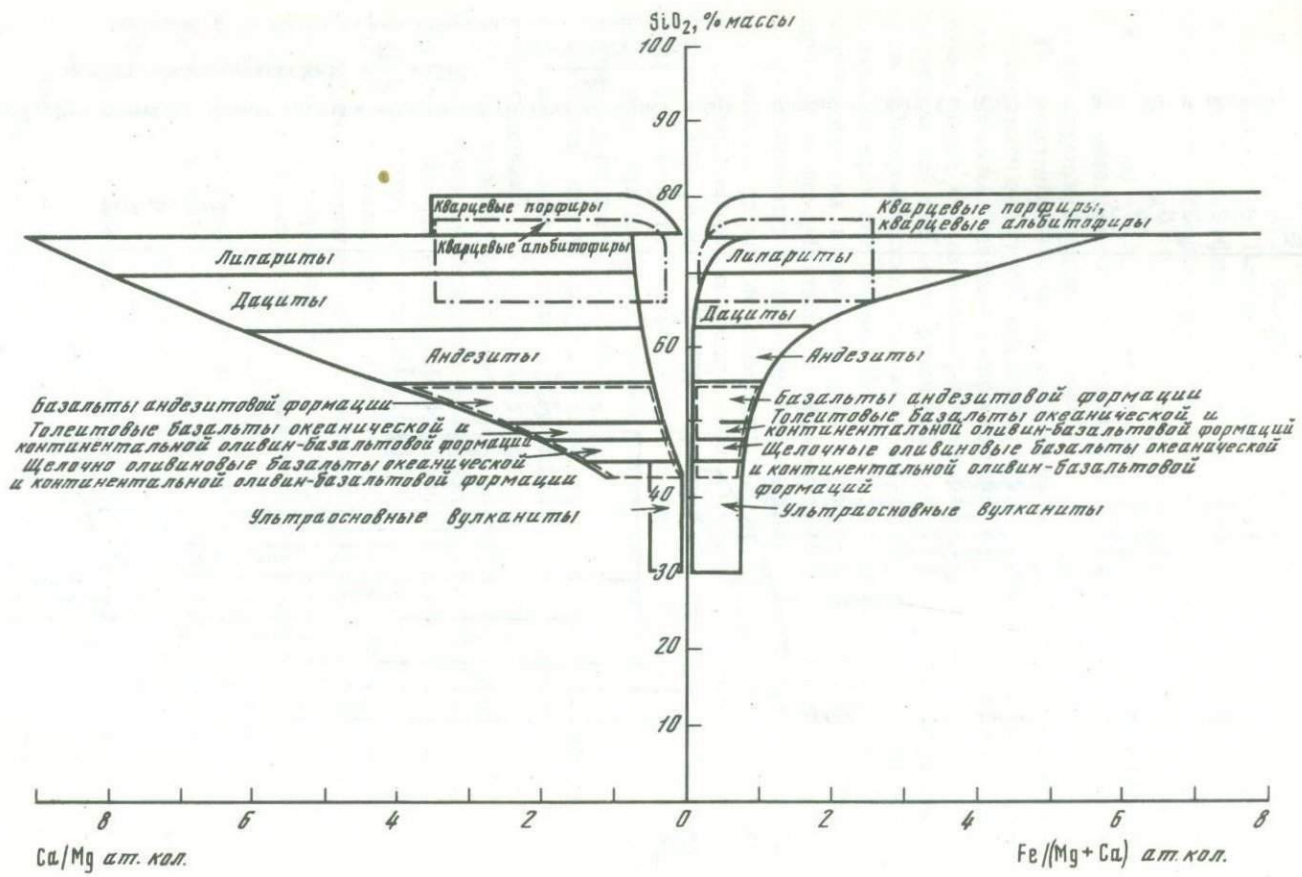


Рис. 7. Диаграмма для реконструкции первичного состава вулканогенных пород, бедных Са ( $\text{CaO} < 5$ , вес. %) и богатых Са ( $\text{CaO} > 5$ , вес. %), в координатах  $\text{SiO}_2 - \frac{\text{Na}}{\text{K}}$  и  $\text{SiO}_2 - \frac{\text{Al}}{\text{Na} + \text{K} + \text{Ca} + \text{Mg}}$

Поля: 1 — диабазов, 2 — кварцевых кератофилов, 3 — остальных пород



Накопление группы карбонатно-терригенно-осадочных формаций обычно связывают с миогеосинклинальными условиями, но подобные терригенно-осадочные образования возникают и на завершающих стадиях развития эвгеосинклиналей. Однако часто и в этих случаях исследователи говорят о "миогеосинклинальных условиях" и "миогеосинклиналях". Структурные зоны этого рода, как отмечает Л.П. Зоненшайн [1969], безусловно, не следует относить к миогеосинклиналям.

#### ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА

При исследовании термодинамических условий метаморфизма основной задачей является количественная оценка значений температуры, давления на твердую фазу ( $P_s$ ), давления метаморфизирующего флюида ( $P_f$ ) и парциальных давлений отдельных составляющих его компонентов ( $P^j + \dots P^k$ ). Для решения этой задачи в настоящее время используют следующие методы: 1) экспериментальные исследования определения устойчивости минеральных парагенезисов в зависимости от  $T$ ,  $P_s$ ,  $P_f$ ; 2) термодинамические расчеты важнейших минеральных равновесий и построение на их основе петрогенетических сеток; 3) изучение минеральных парагенезисов методом фазового соответствия с использованием геотермометров и геобарометров; 4) геотермобарометрические исследования включений в минералах. Очевидно, что успешное развитие метаморфической петрологии возможно лишь при комплексном использовании этих методов.

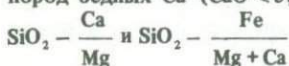
#### Температура и давление ( $P_s$ ) при метаморфизме

Определение температур и давлений формирования метаморфических комплексов северо-восточного сектора Тихоокеанского пояса в настоящей работе проводилось в основном с применением существующих количественных петрогенетических сеток и минералогических термо- и геобарометров. Применение петрогенетических сеток в метаморфической петрологии получило особенное распространение в последние годы и является развитием метод фациальной классификации, предложенного П. Эскола.

В настоящее время наиболее разработанными среди них являются петрогенетические схемы, основанные на равновесиях минеральных парагенезисов группы высокоглиноземистых пород, бедных Са (метапелитов), в меньшей мере это относится к группе пород, богатых Са. Широкое применение количественных петрогенетических схем стало возможным благодаря использованию метода анализа парагенезисов минералов, предложенного Д.С. Коржинским [1957] в сочетании с результатами экспериментальных исследований [Маракушев и др., 1971;

←

Р и с. 8. Диаграмма для реконструкции первичного состава вулканогенных пород бедных Са ( $\text{CaO} < 5$ , вес. %) и богатых Са ( $\text{CaO} > 5$ , вес. %), в координатах



Обозначения полей см. на рис. 7

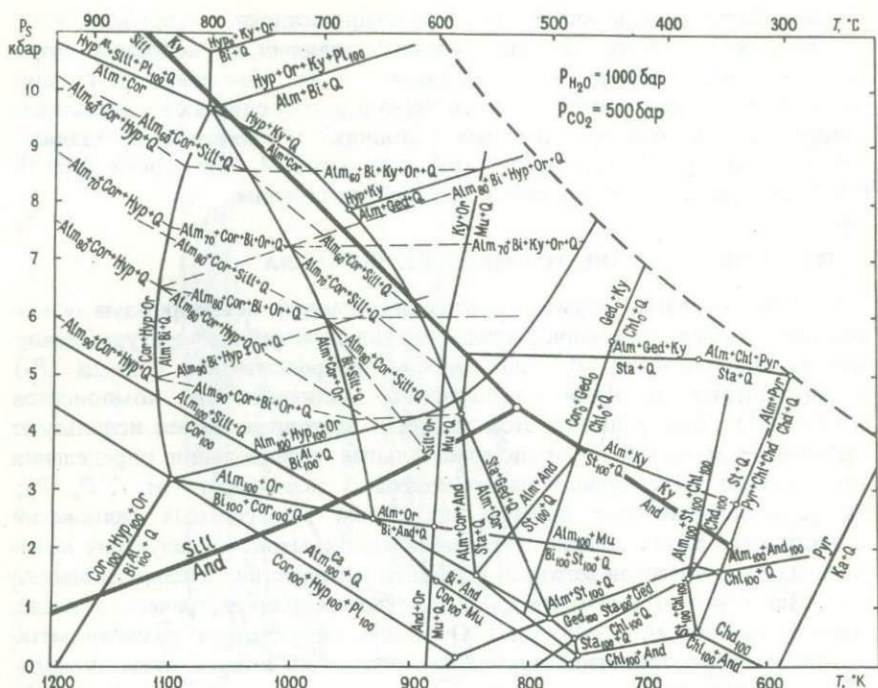


Рис. 9. Система минеральных равновесий, определяющих границы минеральных фазий и субфазий апелитовых метаморфических пород, по А.А.Маракушеву с соавторами [1971] с изменениями

Штрих-пунктирная линия — линия нормального геотермического градиента на континентах

Маракушев, 1973; Перчук, 1973; Глебовицкий, 1973; Федькин, 1975; Кепежинскас, 1977; Кориковский, 1979].

На рис. 9 приведена количественная диаграмма метаморфических фазий и субфазий для пород, бедных Са [Маракушев и др., 1971; Маракушев, 1973а]. В соответствии с этой диаграммой выделяются следующие метаморфические фазии и субфазии (начиная с наиболее высокотемпературных):

1) гиперстен-силлиманитовая (поле фазии располагается выше равновесия  $Hyp^{Al} + Sill + Pl_{100} + Q = Alm + Gor$ );

2) гранат-кордиеритовая фазия, подразделяющаяся линией моновариантного равновесия  $Alm + Bi + Q = Cor + Hyp + Or$  на гранат-кордиерит-ортоклазовую и кордиерит-гиперстен-ортоклазовую субфазии;

3) биотит-силлиманит-ортоклазовая фазия (поле фазии ограничено равновесиями  $Bi + Sill + Q = Alm + Cor + Or$  и  $Sill (Ky, And) + Mu + Q$ );

4) кварц-мусковитовая фазия (поле фазии ограничено линиями равновесий  $Sill + Or = Mu + Q$  и  $Cor_0 + Ged_0 = Chl_0 + Q$ ;  $Ged_0 + Ky = Chl_0 + Q$ );

5) кварц-хлоритовая фазия (поле фазии ограничено линиями равновесий  $Cor_0 + Ged_0 = Chl_0 + Q$  и  $Ged_0 + Ky = Chl_0 + Q$ ).

Вместе с диаграммой для апелитов в работе использовалась схема

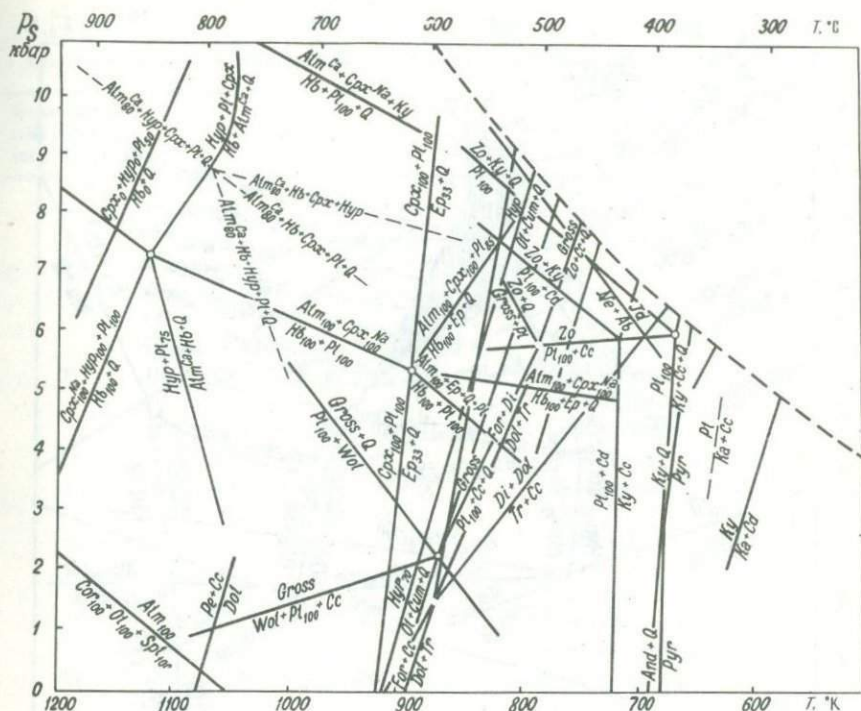


Рис. 10. Система минеральных равновесий, определяющих границы минеральных фаций для метаморфических пород, богатых Са, по Маракушеву с соавторами [1971] с изменениями

минеральных фаций для пород, богатых Са (рис. 10). Эта схема менее детальна, однако применение ее полезно для сопоставления параметров термодинамических условий метаморфизма по двум группам пород или же для использования при отсутствии необходимых минеральных парагенезисов апеллитов.

Приведенные петрогенетические схемы отвечают условию умеренного давления  $H_2O$  и  $CO_2$  в метаморфизующих флюидах ( $P_{H_2O} = 1000$  бар;  $P_{CO_2} = 500$  бар). Одновременно с использованием вышеуказанных петрогенетических схема в работе широко применялись минеральные геотермометры и геобарометры, разработанные на основе метода фазового соответствия Л.Л. Перчуком [Перчук, Рябчиков, 1976; Перчук, 1970]. Имеющиеся в настоящее время данные по минеральным фациям древних комплексов Алданского и Сино-Корейского щитов [Маракушев, 1965; Лутц, 1966; Кицул, 1971; Кулиш, 1973; и др.], Становой зоны [Кориковский, 1967], Ханкайского, Тайгоносского [Мишкин, 1969; Мишкин и др., 1969], Охотского [Гринберг, 1968; Авченко, 1977] массивов, а также молодых метаморфических зон Камчатки [Lebedev et al., 1967; Тарарин, 1977], Сахалина [Шашкина, 1968; Егоров и др., 1969] и других областей показывают, что в зоне перехода от континента к Тихому океану

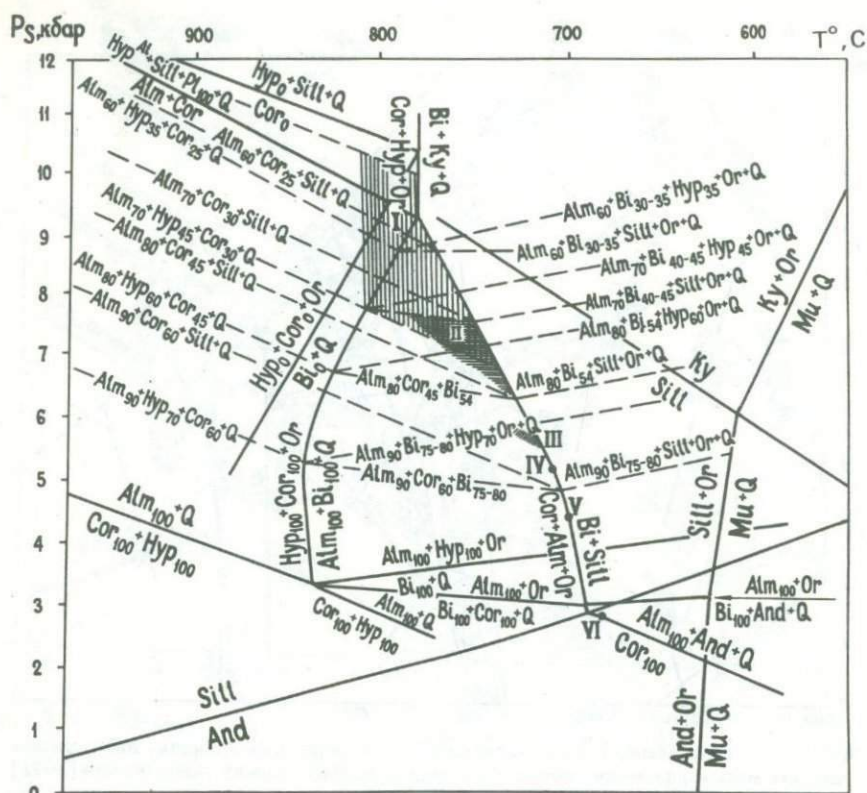


Рис. 11. Диаграмма  $P_s$ - $T$  (при  $P_{H_2O} = 1000$  бар) для гранат-кордиеритовой фации [Мишкин, 1974]

Точки и заштрихованные поля нанесены в соответствии с данными табл. 2

намечается непрерывный ряд метаморфических комплексов по глубинности формирования — от наиболее глубинных до приповерхностных.

В качестве примера на рис. 11 приведена часть общей диаграммы  $P$ - $T$  метаморфических фаций [Маракушев и др., 1971], охватывающая ее гранат-кордиеритовую фацию. Путем дополнительных построений линий постоянных составов минералов для парагенезисов этой фации на диаграмме определено положение некоторых метаморфических комплексов рассматриваемого региона.

На диаграмме к области наиболее низких давлений относятся мезозойские роговики Юго-Западного Приморья (табл. 2, см. рис. 11, точка VI), гранат в которых наиболее железистый ( $f = 97\%$ ) из всех известных гранат-кордиеритовых парагенезисов и представлен алмандином [Маракушев, 1965].

Максимальная величина давления и температуры формирования этих роговиков определяется в соответствии с диаграммой значениями  $P_s = 2,8$  кбар;  $T = 680^\circ$  С. При сравнительно низких давлениях сформированы и палеозойские контактово-региональные гнейсы восточного побе-

Таблица 2

Состав минералов в породах гранат-кордиеритовой фации

Номера полей и точек на рис. 11	Парагенезисы	Местонахождение	Источник
I	$Alm_{70} + Cor_{32} + Hup_{47} + Bi + Or + Pl + Q$ $Alm_{58-70} + Cor_{26-39} + Sill + Pl + Or + Q$ $Alm_{46-80} + Hup_{31-48} + Bi_{28-50} + Or + Pl + Q$ $Alm_{55-76} + Cor + Bi + Or + Pl + Q$	Алданский щит	[Кицул, 1971]
II	$Alm_{77-79} + Cor_{43-45} + Sill + Or + Pl + Q$ $Alm_{70-73} + Cor_{35-36} + Bi_{44-52} + Or + Pl + Q$	Ханкайский массив, Иманский комплекс Приморья	[Мишкин, 1969]
III	$Alm_{85} + Cor_{50} + Sill + Or + Q$ $Alm_{83} + Cor + Bi + Or + Q$	Меченрёнская протерозойская складчатая область, Намдеченский комплекс — Северная Корея	[Маракушев, 1965]
IV	$Alm_{86} + Cor + Bi_{56} + Sill + Or + Pl + Q$	Зона Рёкё, Япония	[Miyashiro, 1956]
V	$Alm_{92} + Cor_{64} + Sill + Bi + Pl + Q$	Восточно-Тайгоносская зона (Пенжинский залив)	Данные автора
VI	$Alm_{97} + Cor + And + Bi + Q + Mt$	Юго-Западное Приморье	[Маракушев, 1965]

режья п-ова Тайгонос (см. рис. 11, точка V) и гнейсы зоны Рёкё Японии (точка IV).

Выше этой области типичных образований малых глубин на диаграмме располагаются поля гранат-кордиеритовых гнейсов Намдеченского комплекса Северной Кореи (поле III) и иманского комплекса Ханкайского массива Приморья (поле II), сформировавшиеся при умеренных давлениях:  $P = 5,5-7,5$  кбар. Весьма широк диапазон по условиям давления для метаморфических комплексов Алданского щита — от умеренных (6,5 кбар) до высоких (более 10 кбар, поле I).

С учетом имеющихся величин температур и давлений для метаморфических комплексов структур различных уровней эрозионного среза в принятой нами классификации метаморфические формации разделены на три группы: а) малоглубинные формации регионального, контактово-регионального и контактового метаморфизма (глубина погружения пород не более 20 км), формирующиеся в зонах низких давлений и отличающиеся значительной пестротой температур метаморфизма ( $P_s <$

< 5 кбар,  $T = 900-200^{\circ}\text{C}$ ); б) среднеглубинные формации регионального метаморфизма (глубина погружения пород 20–25 км), формирующиеся в зонах умеренных давлений ( $P_s = 5-7,5$  кбар,  $T = 900-450^{\circ}\text{C}$ ); в) глубинные формации регионального метаморфизма (глубина погружения пород более 25 км), образовавшиеся в условиях высоких давлений ( $P_s = 7,5-12$  кбар,  $T = 1100-600^{\circ}\text{C}$ ).

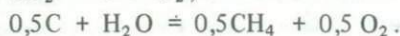
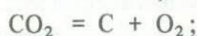
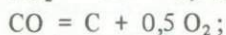
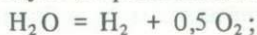
### Флюидный режим

Флюидный режим метаморфизма в настоящее время является одной из сложнейших и дискуссионных проблем метаморфической петрологии. Проведенные в последние годы исследования газово-жидких включений в минералах метаморфических пород показывают сложность природных флюидов по составу [Соболев, Базарова, 1963; Долгов и др., 1967; Долгов и др., 1970; Петров и др., 1972; Маракушев, Перчук, 1974; Berglund, Touret, 1976; Перчук, 1976; Летников, Шкандрий, 1976; Седова, 1977].

Метаморфизирующие флюиды могут содержать различные компоненты:  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{S}_2$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{O}_2$ ,  $\text{F}_2$ ,  $\text{Cl}_2$  и другие в различных количественных соотношениях. Такой сложный состав флюидов затрудняет оценку флюидного режима при метаморфизме. Однако приближенно метаморфизирующий флюид можно рассматривать как состоящий из следующих основных групп компонентов: водородной ( $\text{H}_2\text{O} + \text{H}_2$ ), углеродной ( $\text{CO}_2 + \text{CO}$ ) и углеводородной ( $\text{CH}_4$  и др.) [Маракушев, Перчук, 1974; Перчук, 1976; Летников, Шкандрий, 1976].

Установлено [Маракушев, Перчук, 1974], что роль этих групп в составе флюида определяется глубиной формирования метаморфического комплекса, типом геологической структуры и стадией ее развития.

В последнее время [Маракушев, Перчук, 1974; Перчук, 1976] намечены методические основы для количественной характеристики флюидного режима при метаморфизме, которые используются в этой монографии. Среди газовых компонентов вышеуказанных групп можно наметить следующие реакции диссоциации и реакции с участием графита:



Константы равновесий этих реакций могут быть выражены следующим образом:

$$\ln \frac{f_{\text{H}_2\text{O}}}{f_{\text{H}_2}} = \frac{\Delta Z_T^{\circ}}{RT} + 0,5 \ln P_{\text{O}_2};$$

$$\ln \frac{f_{\text{CO}_2}}{f_{\text{CO}}} = \frac{\Delta Z_T^{\circ}}{RT} + 0,5 \ln P_{\text{O}_2}; \quad \ln f_{\text{CO}} = \frac{\Delta Z_T^{\circ}}{RT} + \frac{\Delta V_s P_s}{41,838 RT} + 0,5 \ln P_{\text{O}_2};$$

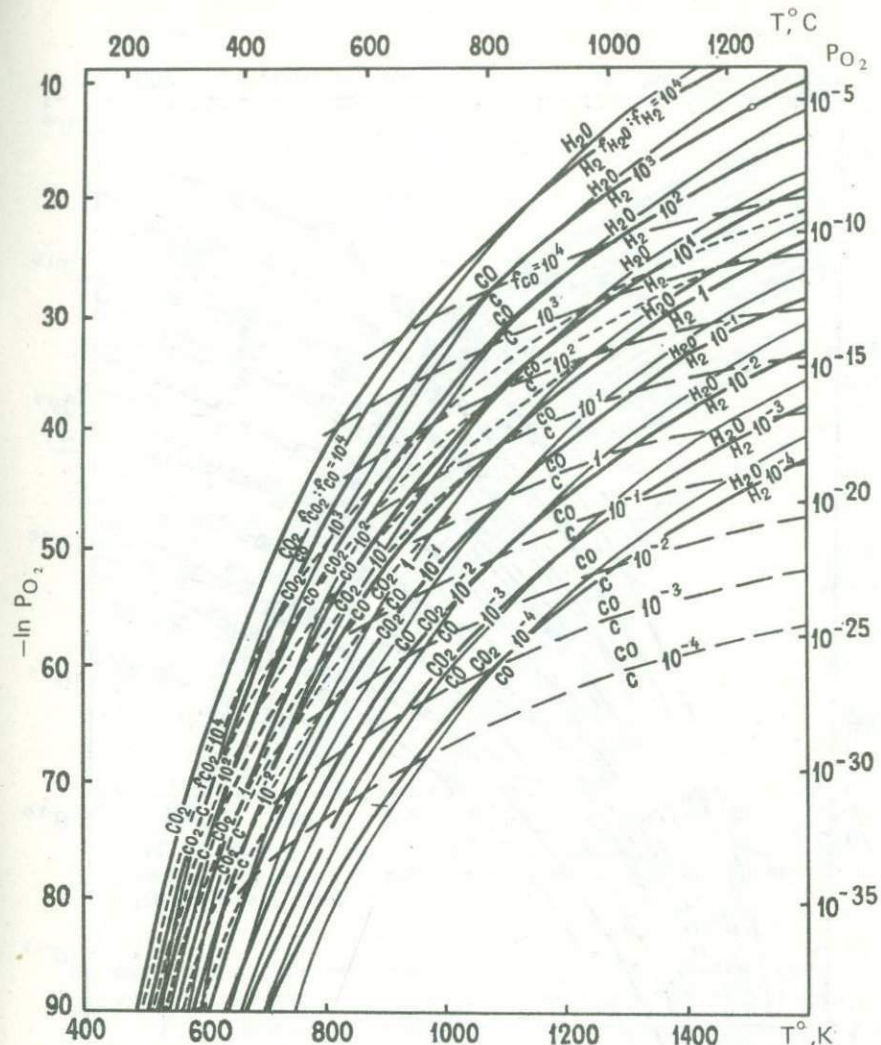


Рис. 12. Термодинамические параметры флюидного режима: отношения величин термодинамического давления (фугитивностей)  $\text{H}_2\text{O}/\text{H}_2$ ;  $\text{CO}_2/\text{CO}$ ;  $\text{CO}_2/\text{C}$  во флюидах в зависимости от температуры и давления кислорода ( $P_{\text{O}_2}$ ) [Маракушев, Перчук, 1974]

$$\ln f_{\text{CO}_2} = \frac{\Delta Z_T^\circ}{RT} + \frac{\Delta V_s P_s}{41,838RT} + \ln P_{\text{O}_2};$$

$$\ln \frac{f_{\text{H}_2\text{O}}}{f_{\text{O}_2, \text{S}, \text{CH}_4}} = \frac{\Delta Z_T^\circ}{RT} + \frac{\Delta V_s P_s}{41,838RT} + 0,5 \ln P_{\text{O}_2},$$

где  $\Delta Z_T^\circ$  – изменение свободной энергии в ходе реакции при температуре  $T$ ;  $R$  – универсальная газовая постоянная, равная 1,9872 кал/град·моль;





характеристику флюидного режима на количественной основе в метаморфических комплексах зоны перехода от континента к Тихому океану. В данной работе автор ограничился лишь некоторыми, ориентировочными количественными оценками параметров флюидного режима для отдельных метаморфических комплексов.

## МЕТАМОРФИЗМ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В зону перехода от Азиатского континента к Тихому океану автор включает восточные части Сибирской и Северо-Китайской платформ. Фундамент Сибирской платформы выходит на поверхность в пределах Алдано-Станового щита, Охотского, Омолонского и Тайгоносского массивов (см. рис. 1).

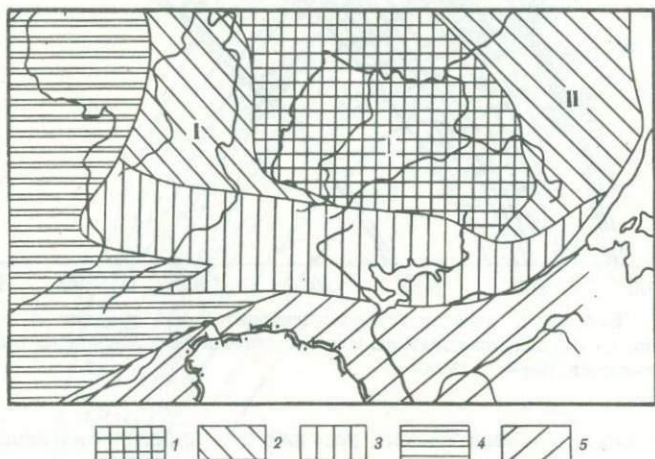


Рис. 15. Схема тектонического районирования юго-восточной части Восточной Сибири [Неелов и др., 1972]

1 — Алданский массив, зоны: Олекминская (I) и Багомгская (II); складчатые области: 3 — Становая, 4 — Байкальская, 5 — Монголо-Охотская

На востоке Северо-Китайской платформы выходы фундамента составляют Сино-Корейский щит. Эти щиты и массивы образуют континентальное обрамление северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.

В составе Алдано-Станового щита выделяются следующие структурные элементы: Алданский массив, Олекминская и Батомгская зоны, Становая складчатая область (рис. 15). Эти структуры имеют различную историю геологического развития — от раннего архея до раннего протерозоя. В конце раннего протерозоя Алдано-Становый щит окончательно оформился в качестве устойчивого кратона, хотя, вероятно, окраинные

его части вовлекались в тектонические движения и позднее. В пределах Алдано-Станового щита автор выделяет следующие равновозрастные метаморфические комплексы:

- 1) нижнеархейские — зверевский ( $AR_1^1$ ), иенгрский ( $AR_1^2$ ), тимптоно-желтулинский ( $AR_1^3$ );
- 2) верхнеархейские — становой, олекминский, батомгский ( $AR_2$ );
- 3) нижнепротерозойские — субганский ( $PR_1$ ).

## АЛДАНСКИЙ МАССИВ

### Зверевский комплекс

Метаморфические образования зверевского комплекса распространены в основном в южной части Алданского массива (рис. 16), где они выделялись под различными названиями: зверевская свита [Кац, 1961], зверевская серия [Геология и петрология..., 1965], верхнетимптонская свита [Лазько, 1956], курультинская серия [Миронюк и др., 1971], курультиноганамский комплекс [Кудрявцев, 1966], верхнетимптонская серия [Кулиш, 1973], зверевский комплекс [Смирнов, 1976]. Ряд исследователей [Лазько, 1956; Фрумкин, 1968; Геология и петрология..., 1965; Кулиш, 1973; и др.] считают, что эти образования являются нижними частями разреза алданского комплекса или даже древнее его [Кудрявцев, 1966; Смирнов, 1976]. По представлениям автора, зверевский комплекс является наиболее древним среди метаморфических образований Алдано-Станового щита, соответствующим самым ранним этапам его становления.

Наиболее полный разрез зверевского комплекса описан В.А. Кудрявцевым [1966] и В.Г. Ветлужских с соавторами [1966] в междуречье Тимптона и Иенгры. Здесь ими выделены (снизу вверх) кабактинская и зверевская серия. Кабактинская серия состоит из двух свит; тангракской и амнуактинской. Тангракская свита (мощность 3 км) — двупироксен-плагиоклазовые сланцы, эцлогитоподобные породы, линзы магнетитовых кварцитов и пироксенитов. Амнуактинская свита (3,4 км) — двупироксен-плагиоклазовые, двупироксен-плагиоклаз-амфиболовые сланцы с прослоями биотит-гранатовых плагиогнейсов и эцлогитоподобных пород.

Зверевская серия состоит из сыгынахской, муравьевской, джалиндинской, холодниканской, курбаликитской свит. Сыгынахская свита (мощность 1,3 км) — биотит-гиперстен-гранатовые гнейсы и плагиогнейсы с прослоями гранатовых амфиболитов и кварцитов. Муравьинская свита (2,5 км) — роговообманковые плагиогнейсы, амфиболиты, биотит-гранатовые, гиперстен-гранатовые гнейсы, редкие прослои кварцитов. Джалиндинская свита (3,2 км) — роговообманковые плагиогнейсы, биотитовые и биотит-гранатовые гнейсы, плагиогнейсы. Холодниканская свита (2 км) — гиперстеновые биотит-гранатовые, силлиманитовые плагиогнейсы с прослоями магнетитовых, гранатовых, силлиманитовых кварцитов. Курбаликитская свита (2,7 км) — биотитовые, биотит-гиперстеновые, гранатовые, роговообманковые плагиогнейсы. Общая мощность комплекса около 15 км.

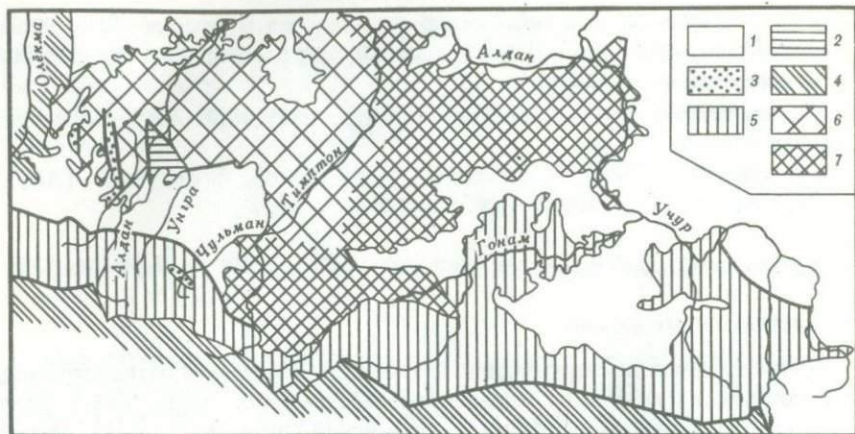


Рис. 16. Схема распространения метаморфических комплексов Алдано-Станового щита, по В.И. Кицулу [1971] с изменениями

1 — осадочные отложения среднего и верхнего протерозоя, нижнего кембрия, юры и мела; комплексы: 2 — унгринский, 3 — субганский, 4 — олекминский и становой, 5 — зверевский, 6 — иенгрский, 7 — тимптоно-джелтулинский

Характерной особенностью комплекса в этом районе является преобладание в разрезе кристаллических сланцев основного состава и полное отсутствие карбонатных пород. Метаморфические образования зверевского комплекса протягиваются на восток вдоль южного края Алданского массива. В бассейне р. Сутам к зверевскому комплексу относится толща основных кристаллических сланцев и эндербитов, содержащая прослой магнетитовых кварцитов, гиперстен-силлиманитовых гнейсов и сапфириновых пород [Каденский, 1960; Кудрявцев, 1966].

В междуречье Сутама и Джалинды в составе метаморфического комплекса, относимого нами к зверевскому, В.М. Кастрыкина [1974] выделяет три свиты (сутамский комплекс, по В.М. Кастрыкиной). Нижняя свита (мощность 4,5 км) представлена биотит-гранатовыми, гиперстенными гнейсами и двупироксеновыми кристаллическими сланцами с прослоями гранат-силлиманитовых и кордиеритовых гнейсов и линзами эклогитоподобных сланцев, сапфирин-силлиманит-гиперстенных гнейсов. Средняя свита (2 км) сложена биотит-гиперстенными, двупироксеновыми и амфибол-двупироксеновыми сланцами с прослоями высокоглиноземистых сланцев и гнейсов. Верхняя свита (2 км) состоит из двупироксеновых, биотит-гиперстенных гнейсов, эклогитоподобных сланцев и магнетитовых кварцитов. В верхней части наблюдаются прослой скаполит-диопсидовых пород. Общая мощность изученного разреза метаморфического комплекса в этом районе около 8 км. К образованиям зверевского комплекса относятся и метаморфические породы, выступающие в виде глыб в пределах Становой складчатой области. Стратиграфия метаморфических пород этих глыб изучена слабо, однако проведенные в последние годы исследования [Касаков, 1978] позволяют отнести их к древнейшим толщам Алдано-Станового щита, сопоставимым со зверевским комплексом южной части Алданского массива. Наи-

более распространенными разновидностями пород зверевского комплекса являются двупироксеновые гнейсы, эндербиты, биотит-гранатовые гнейсы. Так, например, в междуречье Сутама и Джалинды эти породы в составе разреза комплекса, по данным В.М. Кастрыкиной, составляют соответственно 26, 36 и 31%. Петрохимические характеристики этих пород (табл. 3), составляющих основу разреза, свидетельствуют о том, что они относятся к единому натрово-магнезиальному ряду. На диаграммах реконструкции первичного состава пород (см. рис. 7, 8) двупироксеновые гнейсы и эндербиты соответствуют толеитовым базальтам океанической формации. Состав биотит-гранатовых гнейсов попадает в поле граувакк и кислых эффузивов (кварцевые порфиры и кератофиры). Однако имеющиеся наблюдения переслаивания биотит-гранатовых гнейсов с высокоглиноземистыми, графитовыми сланцами, гнейсами и карбонатными породами позволяют считать, что некоторая часть первых соответствует осадочно-терригенным породам — грауваккам, полимиктовым песчаникам. Таким образом, можно полагать, что первичные образования зверевского комплекса представлены в основном вулканитами основного состава и продуктами их разрушения.

Радиологический возраст пород зверевского комплекса (К-Аг-методы) составляет 2590—4760 млн. лет [Геохронология..., 1968]. Однако некоторые величины, полученные этим методом по гиперстену (4520 млн. лет) и гранату (4760 млн. лет), вряд ли могут приниматься во внимание в связи с незначительным содержанием К в этих минералах. Полученные в последнее время радиоизотопные датировки Pb—Pb-методом [Искандеров и др., 1979] дают возрастной интервал 3200—3800 млн. лет.

**Условия метаморфизма.** Метаморфические породы зверевского комплекса относятся к наиболее высокометаморфизованным образованиям Алдано-Станового щита. Их метаморфизм осуществлялся в глубинных условиях (сутамская и чогарская фации глубинности [Маракушев, 1965; Карсаков, 1978]) и при высоких температурах гиперстен-силлиманитовой фации. Среди пород этой фации установлены сапфиринсодержащие, в которых в бассейнах рек Сутама и Нижней Джалинды В.М. Кастрыкиной отмечены следующие парагенезисы:  $Sap_8 + Cor_{20} + Sill + Bt_{20} + Or$ ;  $Sap_9 + Hup_{26} + Bt_{22} + Cor_{15} + Sp_{51} (+ Pl_{24})$ ;  $Sap_9 + Cor_6 + Hup_{12} + Bt + Sp (+ Pl_{24})$ . В более редких случаях отмечаются парагенезис сапфирина с силлиманитом, гиперстеном и ортоклазом.

Сапфиринсодержащие породы Сутамского района В.М. Кастрыкиной [1976] рассматриваются как переходные от глубинной — сапфирин-гиперстен-силлиманитовой к менее глубинной — сапфирин-кордиеритовой субфации. Максимальные значения температуры и давления в этом районе, по данным В.М. Кастрыкиной, соответственно составляют 1030 °C и 11,5 кбар.

Блоки высокометаморфизованных пород, относимые нами к зверевскому комплексу и сходные по условиям метаморфизма с образованиями южного края Алданского массива, выделены в последние годы [Карсаков, 1978] в пределах Становой складчатой области. По представлениям ряда исследователей, эти глыбы являются остатками переработанного фундамента, составлявшего единое целое с Алданским мас-

Таблица 3. Средние составы метаморфических пород зверевского комплекса бассейна р. Сутам, вес. %

№ анализа	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>
1	43,07	0,52	23,63	1,75	5,79	0,06	16,58	0,77	0,54	3,99	0,069	2,16
2	62,45	0,86	18,66	1,21	5,05	0,45	3,81	2,18	2,63	2,58	0,06	0,11
3	62,77	0,62	16,84	2,95	4,61	0,23	1,33	2,79	4,32	2,68	0,12	
4	51,08	1,53	15,15	3,02	9,94	0,21	6,85	8,37	2,40	0,36	0,05	0,32
5	49,3	1,33	15,38	3,57	9,86	0,22	6,39	9,93	1,81	0,58	0,22	0,48
6	48,46	1,38	14,48	3,37	8,85	0,21	8,76	9,97	2,33	1,25	0,15	0,27
7	48,25	1,16	15,08	2,85	10,28	0,22	7,49	10,20	2,32	0,69	0,095	0,337
8	48,67	1,29	14,98	3,26	9,66	0,22	7,55	10,03	2,15	0,84	0,155	0,36
9	48,05	1,35	18,72	3,69	7,77	0,14	4,92	8,68	3,36	1,58	0,60	0,52
10	72,08	0,23	16,38	0,25	4,02	0,04	2,35	1,75	2,08	0,70	0,01	0,31

Таблица 3 (окончание)

№ анализа	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	CO <sub>2</sub>	S <sub>общ</sub>	F	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	П.п.п.	Сумма	Отношения петрогенных элементов, ат. кол			
								Na/K	Ca/Mg	Fe/(Ca + Mg)	Al/(Na + K + Ca + Mg)
1	0,14	0,03	0,011	0,56	—	0,47	100,14	0,2	0,03	0,2	0,89
2	0,21	0,087	0,119	0,04	—	—	100,50	1,5	0,4	1,0	1,34
3	0,28	0,06	0,12	0,01	—	0,25	99,98	2,4	1,5	1,2	1,19
4	0,06	0,05	0,25	0,01	0,005	0,24	99,89	11,1	0,9	0,6	0,74
5	0,11	0,09	0,17	0,028	0,006	0,50	99,97	5,3	1,0	0,6	0,78
6	0,30	0,07	0,084	0,138	0,0039	0,531	100,61	2,8	0,8	0,4	0,57
7	0,206	0,136	0,118	0,148	0,006	0,484	100,04	5,2	1,0	0,5	0,65
8	0,205	0,099	0,124	0,105	0,005	0,505	100,20	3,8	0,9	0,5	0,65
9	0,25	0,11	0,096	0,22	—	—	100,05	3,2	1,3	0,6	0,88
10	—	—	—	—	—	0,29	100,49	4,8	0,5	0,6	1,89

Примечание. 1 — сапфириновые породы; 2 — гиперстен-силлиманитовые сланцы; 3 — чарнокитовые гнейсы; 4 — эндрбиты; 5 — двупироксеновые сланцы; 6 — пироксен-амфибол-биотитовые сланцы; 7 — пироксен-амфиболовые сланцы; 8 — средний состав дву-пироксеновых сланцев Сутамского района; 9 — биотит-амфиболовые сланцы; 10 — биотит-гранатовые гнейсы. Средние составы пород для 1—9 вычислены по данным В.М. Каstryкиной [1974], для 10 — по данным В.А. Кудрявцева [1966].

сивом до времени проявления становой орогении. В пределах Становой складчатой области Л.П. Карсаковым [1978] выделены Сивакано-Токская, Чогарская, Дамбукинская, Джугджурская, Брянтинская глыбы. Слагающий эти глыбы чогарский метаморфический комплекс представлен толщей двупироксеновых, пироксен-амфиболовых, местами гранат-содержащих кристаллических сланцев основного состава, глиноземистых гнейсов, кварцитов, кальцифиров. Метаморфические породы чогарского комплекса интенсивно диафорированы в условиях амфиболитовой фации. По представлениям Л.П. Карсакова, начальный метаморфизм пород этих глыб осуществлялся в еще более глубоких условиях, чем сутамская фация.

В магнезиальных разностях высокоглиноземистых сланцев метаморфических пород чогарского комплекса установлены парагенезисы с сапфирином, находящимся в равновесных соотношениях с кварцем:  $Gr_{41} + Sap + Opx_{22} + Sill + Pl + Q + Bt_{13} + Ru$ ;  $Sap_{18} + Opx_{25} + Sill + Pl + Or + Q + Bt + Ru$ . С учетом имеющихся результатов экспериментов в магнезиальных системах [Hensen, Green, 1971–1973] и составов минералов в природных парагенезисах [Chatterjee, Schreyer, 1972; Newton, 1972; Hensen, Essen, 1971] условия формирования сапфириносодержащих пород чогарского комплекса, по Л.П. Карсакову, соответствуют  $T = 1050–1100$  °C и  $P_s = 10–11$  кбар. Касаясь флюидного режима метаморфизма чогарского комплекса, Л.П. Карсаков [1978] отмечает, что незначительное распространение водных минералов в породах и специфика их состава свидетельствуют о крайне низком давлении воды. Так, например, особенностями редко встречающегося здесь биотита является его низкая железистость (10–12 вес. %), высокое содержание  $TiO_2$  (до 3,9 вес. %), высокая степень замещения гидроксила фтором ( $H_2O - 1,44$  вес. %;  $F - 2,96$  вес. %).

Непосредственное изучение первичных включений в кварце из бронзит-силлиманит-сапфиринового кварцита [Томиленко и др., 1977] показало, что они представлены жидкой углекислотой. Газовым анализом установлено, кроме того, присутствие метана и в отдельных случаях незначительных количеств  $CO$ ,  $H_2$ ,  $N_2$  и других газов. А.А. Томиленко с соавторами для условий метаморфизма чогарского комплекса ( $P_s = 11$  кбар,  $T = 1000–1100$  °C) ориентировочно оценивают давление флюида, в составе которого резко преобладала углекислота, величиной порядка 8,5 кбар.

### Иенгрский комплекс

Образования иенгрского комплекса распространены в западной и центральной частях Алданского массива. Комплекс соответствует иенгрской серии в том ее объеме, который был принят на III Дальневосточном стратиграфическом совещании в 1978 г. В соответствии с решениями этого совещания в составе иенгрской серии выделяются (снизу вверх) горбыляхская, верхнеалданская и нимырская свиты. Горбыляхская свита (мощность 2 км) представлена сланцами основного состава, амфиболитами, биотитовыми и амфиболовыми гнейсами. Верхнеалданская свита (3 км) сложена преимущественно кварцитами, высокоглино-

земистыми сланцами и гнейсами. В верхней части разреза присутствуют прослой гиперстеновых, двупироксеновых плагиогнейсов, карбонатных пород. Немнырская свита (2 км) состоит из биотит-гранатовых, биотитовых гнейсов, кварцитов, двупироксеновых сланцев.

### Тимптоно-джелтулинский комплекс

Тимптоно-джелтулинский комплекс состоит из двух серий — тимптонской и джелтулинской. Предполагается, что образования тимптоно-джелтулинского комплекса со структурным и стратиграфическим несогласием перекрывают иенгрский комплекс [Фрумкин, 1967; Мокроусов, 1968; Дук и др., 1975].

Тимптонская серия, как отмечено в решении III Дальневосточного стратиграфического совещания, включает федоровскую, иджекскую, улунчинскую, суннагинскую и кюриканскую свиты. Федоровская свита (мощность 2—4 км) состоит из биотит-амфиболовых, амфибол-пироксеновых и высокоглиноземистых сланцев и гнейсов с прослоями мраморов, кальцифиров, диоксидовых пород. Иджекская свита (2—4 км) представлена биотит-амфиболовыми и амфибол-пироксеновыми, биотит-гранатовыми сланцами и гнейсами. Она по составу близка к федоровской свите, но отличается меньшим развитием карбонатных пород. Улунчинская свита (1—1,5 км) сложена биотит-гранатовыми, силлиманит-кордиерит-биотитовыми, биотит-гиперстеновыми сланцами и гнейсами с прослоями двупироксеновых сланцев, кварцитов и карбонатных пород. Суннагинская свита (1,5—3 км) представлена гиперстеновыми и двупироксеновыми гнейсами, сланцами основного состава с прослоями биотит-гранатовых гнейсов. Кюриканская свита (1,8 км) состоит из биотит-гранатовых гнейсов с прослоями основных сланцев и линзами кальцифиров.

Джелтулинская серия в центральной части массива представлена сутамской свитой, состоящей из биотит-гранатовых гнейсов с отдельными прослоями мраморов и двупироксеновых гнейсов.

Общая мощность иенгрского и тимптоно-джелтулинского комплексов около 35—39 км. Однако эту цифру следует считать весьма приблизительной из-за недостаточной изученности стратиграфии нижнеархейских образований Алдано-Станового щита. Вопросом первичного состава архейских пород Алданского массива и их формационной принадлежности занимались многие исследователи [Фролова, 1951; Кулиш, Ромашкин, 1968; Кулиш, 1973; Полин, 1965; Травин, 1970; и др.]. Иенгрский комплекс, по мнению И.М. Фрумкина [1968], соответствует субплатформенным образованиям. Основную часть разреза (около 70%) иенгрского комплекса составляют кварциты и глиноземистые гнейсы (табл. 4). По отношениям петрогенных элементов эти породы относятся к калиево-магнетально-железисто-глиноземистому ряду метаморфических формаций (табл. 5).

Исследованиями Л.В. Травина [1970], Е.А. Кулиша [1973], Л.М. Реутова [1974] установлено, что кварциты иенгрского комплекса имеют первичное терригенное происхождение. На диаграммах (см. рис. 3, 4, табл. 4) высокоглиноземистые (гранат-кордиеритовые, гранат-кордиерит-силли-

Таблица 4

## Вещественный состав раннеархейских комплексов Алданского массива

Комплекс	Серия	Основные разновидности пород, их количество в разрезе, %	Первичный состав
Зверевский		Гиперстенновые гнейсы (эндербиты), 35	Толеитовые базальты океанической формации
		Биотит-гранатовые гнейсы, 30	Граувакки
		Двупироксеновые гнейсы, 30	Толеитовые базальты океанической формации
Иенгрский		Прочие породы, 5	
		Кварциты, 50	Кварцевые пески
		Двупироксен-амфиболовые сланцы, 25	Щелочные оливиновые базальты континентальной формации
		Высокоглиноземистые и глиноземистые гнейсы, 20	Каолинитовые и монтмориллонитовые глины
Тимптоно-желтулинский	Тимптонская	Прочие породы, 5	
		Гиперстенновые сланцы и гнейсы, 80	Базальты андезитовой формации
		Биотит-гранатовые гнейсы, 10	Граувакки (кислые эффузивы?)
		Двупироксеновые сланцы, 5	Базальты андезитовой формации
		Прочие породы, 5	
	Желтулинская	Гранат-биотитовые гнейсы, 70	Граувакки (кислые эффузивы?)
		Гиперстенновые гнейсы, 10	Базальты андезитовой формации
		Двупироксеновые гнейсы, 10	Базальты андезитовой формации
		Прочие породы, 10	

манитовые) гнейсы иенгрского комплекса соответствуют каолинитовым глинам, а гранат-биотит-силлиманитовые и гранат-кордиерит-биотитовые — монтмориллонитовым. Вероятнее всего, эти глины являются древними корами выветривания, образовавшимися в субплатформенных условиях. Изливавшиеся в это время базальтоиды относятся к толеитам и щелочным базальтам континентальной формации (см. рис. 7, 8, табл. 5). Формирование желтулинского комплекса знаменовало, вероятно, эпоху активизации древнейшей Сибирской субплатформы, сопровождавшейся интенсивной вулканической деятельностью.

Основу разреза тимптонской серии составляют гиперстенновые сланцы и гнейсы (до 80%). На диаграммах (см. рис. 7, 8) эти породы соответствуют базальтам андезитовой формации. Часть из них, вероятно, представ-

Таблица 5

Средние составы метаморфических пород ингрского и тимптоно-желтулинского комплексов Адданского массива, вес. %

№ анализа	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
1	99,69	0,12	3,78	0,63	1,14	0,04	0,49	0,22	0,34	1,11
2	43,06	1,22	36,28	1,16	9,32	0,37	3,03	0,86	0,66	2,53
3	64,77	0,95	17,40	1,64	4,94	0,06	2,03	1,31	1,68	3,21
4	49,40	1,27	15,60	2,19	10,01	0,21	5,73	11,44	2,52	0,53
5	45,21	1,36	17,93	13,07	—	0,18	5,40	11,21	3,15	1,48
6	69,73	0,46	14,30	0,31	4,53	0,05	1,62	1,76	3,84	2,62
7	53,94	0,80	16,67	2,08	8,30	0,13	5,08	6,79	3,23	1,08
8	53,90	1,81	15,81	2,17	10,94	0,15	4,15	6,50	1,96	0,87
9	50,29	1,03	15,02	3,34	7,55	0,16	7,66	9,63	3,07	1,09
10	67,49	0,52	14,41	1,17	5,10	0,07	2,07	3,06	2,80	2,16
11	52,93	1,07	17,48	1,14	9,25	0,18	6,09	9,28	0,97	0,26
12	52,77	0,89	15,97	1,55	7,93	0,15	5,85	9,40	2,36	1,0

Таблица 5 (окончание)

№ анализа	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub>	C <sub>орг</sub>	H <sub>2</sub> O	П.п.п.	Сумма	Отношение петрогенных элементов (ат. кол.)			
								Na/K	Ca/Mg	Fe/(Mg + Ca)	Al/(Na + K + Ca + Mg)
1	—	—	—	—	0,35	—	99,91	0,4	0,3	1,4	1,46
2	0,23	—	—	0,10	0,18	1,18	100,18	0,4	0,2	1,6	4,34
3	0,02	—	—	0,02	0,10	1,74	99,87	0,8	0,5	1,2	1,76
4	0,10	—	—	—	0,49	0,30	99,26	8,0	1,4	0,5	0,70
5	0,24	—	—	—	0,36	0,77	100,36	3,3	1,5	0,5	0,75
6	0,03	—	—	—	0,09	0,54	99,88	2,2	0,8	0,9	1,12
7	0,27	0,07	0,003	—	0,24	1,01	99,69	4,5	0,9	0,6	0,87
8	0,20	0,07	—	—	0,17	0,93	99,63	3,3	1,1	0,8	1,03
9	0,17	0,19	0,03	—	0,21	0,83	100,27	4,1	0,9	0,4	0,61
10	0,09	—	—	—	0,16	0,90	100,0	2,0	1,0	0,8	1,18
11	0,02	—	—	—	0,25	0,99	99,91	6,0	1,1	0,4	0,98
12	0,07	0,03	—	—	0,38	1,49	99,34	3,4	1,2	0,4	0,76

Примечание. Иенгрский комплекс: 1 — кварциты; 2 — высокоглиноземистые гранат-кордиеритовые и гранат-кордиерит-силлиманитовые гнейсы; 3 — глиноземистые гранат-биотит-силлиманитовые и гранат-кордиерит-биотитовые гнейсы; 4 — двупироксен-амфиболовые сланцы; 5 — диопсид-амфиболовые сланцы. Тимптонская серия: 6 — биотит-гранатовые гнейсы; 7 — двупироксеновые сланцы; 8 — гиперстеновые гнейсы (эндербиты); 9 — двупироксеновые ортосланцы. Желтулинская серия: 10 — гранат-биотитовые гнейсы; 11 — гиперстеновые гнейсы (эндербиты); 12 — двупироксеновые гнейсы. Средние составы пород вычислены по данным Е.А. Кулиша [1973] и Л.В. Травина [1970].

ляла собой туфы андезито-базальтового состава. Таким образом, тимптонская серия имела существенно вулканогенный первичный состав, незначительную роль в котором (до 10%) играли граувакки и другие осадочные породы. Образование тимптонской серии сопровождало начальные этапы заложения древней геосинклинали, характеризовавшиеся активной вулканической деятельностью. Метаморфические аналоги вулканогенных пород — гиперстеновые гнейсы и сланцы, определяющие облик тимптонской серии, относятся к натрово-кальциево-глиноземистому петрохимическому ряду (см. табл. 5, анализ 8). Двупироксеновые гнейсы, занимающие в разрезе до 5%, относятся к натрово-магнезиальному ряду. Эти породы, соответствующие более магнезиальным базальтоидам, характерны для начальных этапов вулканической деятельности.

В составе джелтулинской серии основную роль играют гранат-биотитовые гнейсы, составляющие не менее 70% объема пород. В соответствии с диаграммами (см. рис. 3, 4) их первичный состав относится к грауваккам. Эти граувакки образовались, вероятно, в большей своей части в результате размыва вулканитов тимптонской серии. По своим петрохимическим особенностям биотит-гранатовые гнейсы относятся к натрово-магнезиально-кальциево-глиноземистому ряду (см. табл. 5, анализ 10). Гиперстеновые и двупироксеновые гнейсы и сланцы, составляющие около 15% разреза, соответствуют (см. рис. 7, 8) базальтам андезитовой формации и их туфам. По своим петрохимическим особенностям они, как и гиперстеновые гнейсы и сланцы тимптонской серии, относятся к натрово-кальциевому ряду.

Некоторые исследователи (Е.А. Кулиш, Л.В. Травин, Л.М. Реутов) проводят аналогию между формированием архея и фанерозоя, другие же [Лазько, 1969] считают, что они не имеют аналогов ни среди платформенных, ни среди геосинклинальных формаций фанерозоя.

По многочисленным радиологическим определениям возраста метаморфических пород иенгрского и тимптоно-желтулинского комплексов (U—Pb и Pb—Pb методы) установлены значения 2900—3900 млн. лет [Соботович и др., 1969; Рудник, Соботович, 1971; Михайлов, Левченко, 1971; Искандеров и др., 1979], что соответствует раннему докембрию.

**Условия метаморфизма.** Метаморфические образования Алданского массива Д.С. Коржинским [1936, 1945] впервые были отнесены к наиболее глубинной фации докембрия Восточной Сибири. Позднее в результате более детальных исследований было установлено гетерогенное строение Алданского массива в отношении условий метаморфизма [Другова, 1964; Маракушев, 1965; Кицул, 1971].

А.А. Маракушев [1965] выделил две крупные структурные зоны — внутреннюю, находящуюся к северу от Чульман-Алгоминского пояса мезозойских прогибов, и внешнюю, расположенную к югу от него. Внутренняя зона включает в себя большую часть Алданского щита. Здесь распространены два метаморфических комплекса — иенгрский (к западу от р. Тимптон) и тимптоно-желтулинский (между реками Тимптон и Учур). Исследованиями А.А. Маракушева было установлено более глубинное происхождение метаморфических пород внешней зоны по сравнению с внутренней и выделено две фации глубинности, названные

Т а б л и ц а 6

Минеральные парагенезисы метаморфических пород гранулитовой фации Алданского массива, по В.И. Кицулу [1971]

Западная часть		Восточная часть	
Породы, бедные СаО	Породы, богатые СаО	Породы, бедные СаО	Породы, богатые СаО
1. $Hyp_{47} + Alm_{70} + Cor_{32} + Bi_{41} + Or + Pl + Q$	7. $Di + Hb + Pl + Q$	1. $Hyp + Alm_{64-79} + Bi + Pl + Or + Q$	6. $Alm_{67-83} + Di_{41-43} + Hb_{52-53} + Pl_{38-57} + Q$
2. $Hyp_{43} + Cor_{23} + Bi_{42} + Or + Pl + Q$	8. $Hyp + Hb + Pl + Q$	2. $Alm_{60-72} + Cor + Sill + Pl + Or + Q$	7. $Alm_{75-93} + Hyp_{53-83} + Di_{41-73} + Pl_{35-46} + Q$
3. $Hyp_{48} + Alm_{80} + Bi_{50} + Or + Pl + Q$	9. $Hyp + Di + Hb + Pl + Q$	3. $Alm_{69-72} + Cor + Sill + Bi + Pl + Q$	8. $Alm_{66-72} + Hyp_{44-58} + Di_{35-55} + Hb_{46-68} + Pl_{63-75}$
4. $Alm_{65-70} + Cor_{32-39} + Sill + Pl + Or + Q$	10. $Hyp + Hb + Di + Bi + Pl + Q$	4. $Alm_{65} + Hyp + Cor + Pl + Or + Q$	9. $Ol + Hyp + Di + Hb$
5. $Alm_{65-70} + Cor_{37-38} + Bi_{27-45} + Or + Pl + Q$	11. $Ol + Hyp + Di + Hb$	5. $Alm_{64-82} + Bi + Pl + Or + Q$	
6. $Alm_{65-70} + Bi_{38-45} + Sill + Or + Pl + Q$			

соответственно сута́мской и алданской. Позднее И.В. Кицул [1971] отметил, что восточная часть внутренней зоны Алданского щита отличается несколько большей глубиной по сравнению с западной. В западной части массива (междуречье Олекмы и Тимптона) распространены преимущественно образования иенгрского комплекса. Минеральные парагенезисы метаморфических пород этого района относятся в основном к гранат-кордиерит-ортоклазовой и в меньшей мере к более высоко-температурной гранат-кордиерит-гиперстен-ортоклазовой субфациям гранулитовой фации. В соответствии с железистостью минералов в парагенезисах 1 и 4 (табл. 6) температура и давление для этих субфаций на диаграмме (см. рис. 9) определяются в интервалах  $T = 730-830^\circ C$ ,  $P_s = 7-7,5$  кбар. Восточная часть Алданского массива включает кристаллические образования тимптоно-джелтулинского комплекса, развитые на водоразделе рек Тимптона и Учюра. Здесь распространены те же субфации гранулитовой фации, что и в западной части массива. Однако составы железо-магнезиальных минералов в породах, бедных Са, более магнезиальны (см. табл. 6), что свидетельствует о большей глубинно-

сти их формирования. На основании данных табл. 6 (парагенезисы 2,4) температуры и давления в восточной части Алданского массива (см. рис. 9) определяются в интервалах  $T = 720-840^{\circ}\text{C}$ ,  $P_s = 7,3-8,5$  кбар. Магнезиальность граната в основных кристаллических сланцах (парагенезисы 7,8) свидетельствует о том, что давление в восточной части Алданского массива могло достигать величины 9–10 кбар. Л.Л. Перчук [1976] метаморфические образования западной и центральной частей Алданского массива относит к иенгрской и алданской фациям глубинности, характеризующимися соответственно  $T = 750 \pm 30^{\circ}\text{C}$ ,  $P_s \approx 9,5-10,5$  кбар, и  $T = 700 \pm 50^{\circ}\text{C}$ ,  $P_s \approx 7$  кбар. Давление  $\text{CO}_2$  в метаморфизирующем флюиде, по расчетам Л.Л. Перчука, для иенгрской фации составляло 6 кбар, а для алданской – 3 кбар.

Гранулитовые комплексы Алданского массива во многих районах переработаны более поздними процессами гранитизации с наложением метаморфизма амфиболитовой фации.

С тимптоно-желтулинской серией автор сопоставляет метаморфические комплексы Охотского, Омолонского и Тайгоносского массивов.

### СТАНОВАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Становая складчатая область обрамляет с юга Алдано-Становой щит, простираясь в субширотном направлении от бассейна р. Витим до Охотского моря. Основные структурные элементы области были намечены Н.Г. Судовиковым с соавторами [Геология и петрология..., 1965]. Позднее в результате геолого-съёмочных работ ДВГУ и ВАГТ были составлены новые, более детальные схемы тектонического районирования региона [Карта структурного..., 1968; Схема..., 1975]. Однако и эти схемы остаются дискуссионными и не могут считаться окончательными.

В пределах Становой складчатой области (исключая ее крайнюю западную часть – Олекминский Становик) выделены следующие структурно-фациальные зоны: Иликанская, Купуринская, Удско-Майская, Тукурингская (рис. 17). Автор полагает, что метаморфические толщи станового комплекса, слагающие эти структурно-фациальные зоны, являются примерно разновозрастными, но отличаются историей тектонического развития, с чем связаны, в частности, и определенные особенности осадконакопления и метаморфизма. Метаморфические толщи станового комплекса, слагающие каждую из названных структурно-фациальных зон, выделяются в качестве серий с одноименными названиями за исключением Тукурингской зоны, где выделена усть-гилюйская серия.

Иликанская серия распространена в бассейнах рек Зеи, Гилюя и Нюкжи (см. рис. 17). Она расчленена в соответствии с решением III Дальневосточного стратиграфического совещания 1978 г. на три свиты (снизу вверх) – штыкджакскую, джигдалинскую, талгинскую.

В составе штыкджакской свиты преобладают биотитовые и двуслюдяные гнейсы и сланцы, местами содержащие гранат, силлиманит, дистен. В средней части разреза отмечаются биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты. В виде отдельных линз присутствуют мономинеральные и мусковитовые кварциты. Джигдалинская свита сложена главным образом

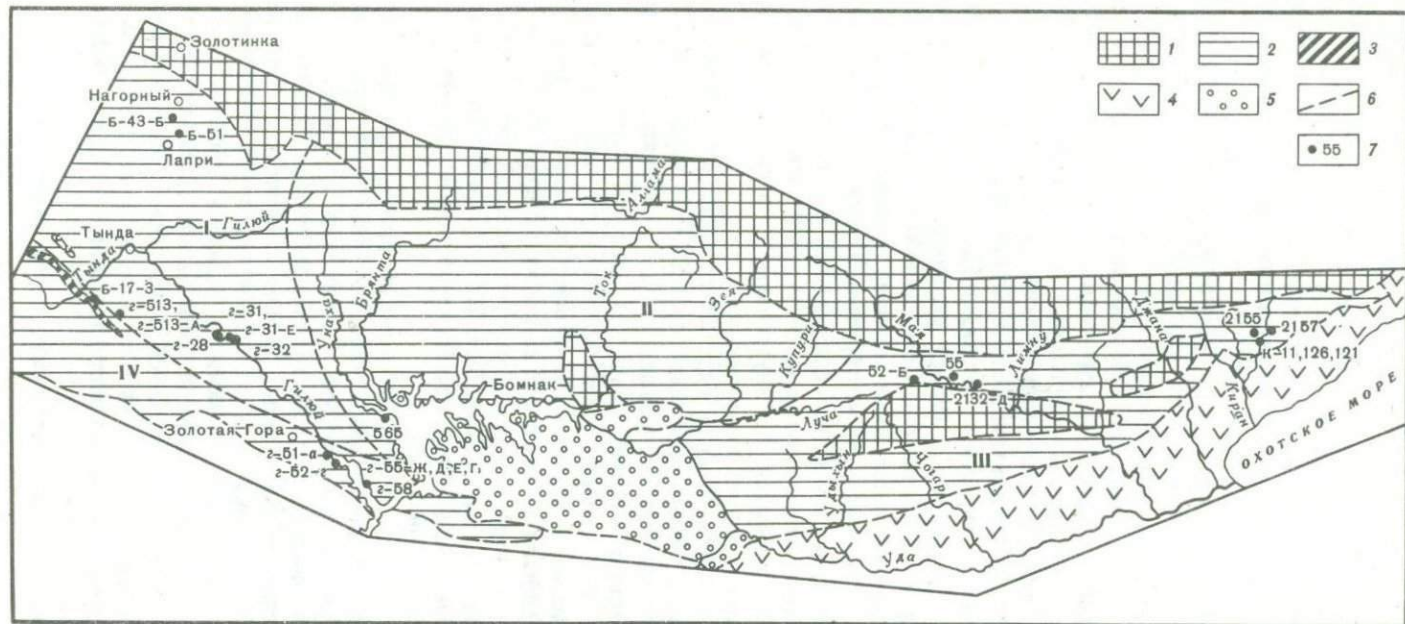


Рис. 17. Структурная схема Становой складчатой области. Составлена с использованием схемы геолого-структурного районирования территории БАМ и Геологической карты северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса [1966]

1 – Алданский щит и глыбы раннеархейского фундамента; 2 – позднеархейская Становая складчатая область (структурно-фациальные зоны: I – Иликанская, II – Тукурингрская, III – Купуринская, IV – Удско-Майская); 3 – нижне-среднепротерозойская Желтулакская зона; 4 – Охотский вулканоген (мезозой); 5 – Верхнезейская впадина (кайнозой); 6 – границы фациальных зон; 7 – места отбора и номера образцов

биотит-амфиболовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами, амфиболитами. Редко отмечаются линзы и прослои биотитовых и высокоглиноземистых гнейсов, и кальцифиров. Талгинская свита — биотитовые, двуслюдяные гнейсы, кварциты, реже — гранат-дистен-силлиманитовые гнейсы, биотит-амфиболовые, амфиболовые гнейсы, амфиболиты, мраморы, кальцифиры. Мощность иликанской серии около 11 км.

Купуринская серия распространена в восточной части Станового хребта. Разрез ее представлен толщами биотит-роговообманковых, биотитовых и реже — высокоглиноземистых сланцев и гнейсов с прослоями амфиболитов, кварцитов и карбонатных пород. В нижней части разреза резко преобладают биотит-роговообманковые гнейсы и сланцы. Серия расчленена на восемь свит (снизу вверх): муккульминскую, нерундинскую, некригскую, тыжакскую, гамиканскую, марпачанскую, джагарминскую, покровскую [Жарсаков, 1975]. Общая мощность серии около 22 км.

Усть-гилуйская серия (урканская серия, по Н.Г. Судовикову с соавторами [Геология и петрология..., 1965]) распространена в южной части Становой зоны (хребет Тукурингра). По мнению Ю.П. Рассказова [1968], усть-гилуйская серия является более молодой по сравнению с другими сериями станового комплекса, и ее образование связано с заложением геосинклинального трога на консолидированных структурах станового комплекса. Н.Г. Судовиков с соавторами считают урканскую (усть-гилуйскую) серию принадлежащей к "внутреннему" эвгеосинклинальному поясу единой верхнеархейской подвижной зоны.

В составе усть-гилуйской серии выделяются арбинская, мотовинская и минжакская свиты. Арбинская свита представлена биотит-амфиболовыми и амфиболовыми гнейсами и сланцами, часто — гранатсодержащими, амфиболитами. Местами в разрезе свиты присутствуют биотитовые и двуслюдяные сланцы. Мотовинская свита сложена биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами. В подчиненном количестве содержатся амфиболовые гнейсы и амфиболиты. Для пород свиты характерно тонкое ритмичное переслаивание. Минжакская свита, распространенная только в бассейне р. Зеи, состоит из биотит-амфиболовых и амфиболовых гнейсов, которым подчинены амфиболиты, гранат-амфиболовые и гранат-биотитовые гнейсы. Мощность серии 7 км.

Удско-майская серия слагает одноименный грабен, представляющий собой восточное окончание Становой зоны. В составе серии выделено три свиты: вангинская, чогар-макитская, лавлинская [Козырева, 1975]. Вангинская свита представлена биотит-амфиболовыми, гранат-эпидот-биотитовыми плагиогнейсами в частом, иногда ритмичном переслаивании с амфиболитами. Чогар-макитская свита сложена разнообразными гранат-эпидот-двуслюдяными плагиогнейсами с редкими прослоями амфиболитов. В составе лавлинской свиты преобладают биотит-амфиболовые кристаллические сланцы и плагиогнейсы с прослоями гранат-биотитовых разновидностей и амфиболитов. В отличие от нижележащих свит здесь присутствуют диопсид-амфиболовые кристаллические сланцы и кальцифиры. Мощность серии около 6 км.

Основную роль в составе первичных пород разреза Иликанской и

Серия	Основные разновидности, пород, их количество в разрезе, %	Первичный состав
Иликанская	Двуслюдяные гнейсы, 7	Граувакки
	Биотитовые гнейсы, 32	"
	Амфиболовые гнейсы, 5	Андезиты
	Амфибол-биотитовые гнейсы, 25	Граувакки
	Амфиболиты, 11	Толентовые базальты
	Гранат-биотитовые гнейсы, 10 Прочие породы, 10	Граувакки
Усть-Гилюйская	Биотитовые гнейсы, 34	Каолинит-монтмориллонитовые глины
	Амфибол-биотитовые гнейсы, 37	Андезиты
	Амфиболовые гнейсы, 25	Базальты андезитовой формации
	Амфиболиты, 4	То же
Удско-Майская	Гранат-эпидот-двуслюдяные гнейсы, 49	Граувакки
	Амфиболиты, 13	Толентовые базальты
	Амфиболовые гнейсы, 18	Андезиты
	Гранат-биотитовые гнейсы, 12	Граувакки
	Прочие породы, 8	

Удско-Майской структурно-фациальных зон играли граувакки при подчиненном значении толентовых базальтов и андезитов (табл. 7).

В разрезе усть-гилюйской серии преобладали базальты андезитовой формации и андезиты. Характерно, что большая часть осадочных пород этой серии интерпретируется как каолинит-монтмориллонитовые глины. Метаморфические комплексы всех изученных структурно-фациальных зон Становой складчатой области относятся к единому натрово-кальциевому петрохимическому ряду (табл. 8).

Определения радиологического возраста К—Аг методом пород олекминской серии, являющейся аналогом станового комплекса, дают величины 2670, 2730, 3160, 2930, 3100 млн. лет [Геохронология..., 1968]. Согласно исследованиям В.А. Кудрявцева [1968], олекминская серия несогласно перекрывается нижнепротерозойской удоканской серией.

**Условия метаморфизма.** В пределах Становой складчатой области процессы регионального метаморфизма проявились в течение двух главных этапов развития: позднеархейского и ранне-среднепротерозойского. Позднеархейские образования эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций слагают главный геосинклиальный комплекс Становой области (становой комплекс). Ранне-среднепротерозойские комплексы эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций по большей части эродированы и сохранились лишь в виде узких тектонических блоков в зоне Джелтулакского глубинного разлома и на южной окраине Становой складчатой области.

В настоящей работе приводятся результаты исследований условий метаморфизма пород станового комплекса, проведенных автором совместно

Т а б л и ц а 8

Средние составы метаморфических пород станového комплекса, вес. %

№ анализа	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
1	69,61	0,52	14,85	1,12	2,95	0,06	1,82	1,69	2,78	3,01
2	66,01	0,48	15,74	1,51	2,97	0,08	2,10	4,05	3,26	2,26
3	56,10	0,45	16,84	3,04	4,22	0,16	4,09	8,88	3,88	1,57
4	62,10	0,74	16,02	2,03	4,07	0,09	2,41	3,74	4,41	2,04
5	68,27	0,59	14,48	1,13	4,71	0,08	1,45	1,62	2,54	2,46
6	48,91	0,97	14,60	2,83	7,76	0,42	8,46	10,46	2,04	0,90
7	52,86	0,93	16,96	4,79	9,87	0,44	3,70	4,98	2,62	1,70
8	57,01	1,12	16,23	2,01	6,06	0,14	3,62	6,08	3,80	1,92
9	52,12	1,16	17,55	2,00	5,00	0,11	5,13	10,51	3,09	1,74
10	50,28	1,52	15,38	3,52	8,42	0,20	5,89	8,85	3,10	1,43
11	63,59	0,74	16,29	1,60	3,61	0,10	1,99	4,91	3,85	1,67
12	49,46	1,45	15,73	4,48	6,00	0,16	7,33	8,44	2,88	1,19
13	56,20	1,13	16,88	3,10	4,80	0,12	3,54	7,03	4,08	1,56
14	68,85	0,06	15,35	2,48	1,18	0,08	0,56	3,27	4,71	1,92

Таблица 8 (окончание)

№ анализа	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	П.п.п.	Сумма	Отношение петрогенных элементов, ат. кол.			
							Na/K	Ca/Mg	Fe/(Ca + Mg)	Al/(Na + K + Ca + Mg)
1	0,14	0,74	0,07	0,85	0,31	100,52	1,4	0,7	0,7	1,28
2	0,17	—	—	0,67	0,35	99,61	2,2	1,4	0,5	1,12
3	0,06	0,18	0,06	0,59	0,03	100,14	3,8	1,6	0,4	0,49
4	0,25	0,04	0,06	0,78	0,43	99,27	3,3	1,2	0,6	1,01
5	0,12	0,09	0,07	0,67	0,86	99,50	1,6	0,6	1,1	1,37
6	0,18	0,15	0,09	0,49	0,64	98,90	3,3	0,9	0,4	0,59
7	0,18	0,08	0,01	0,13	0,78	100,03	2,3	0,9	1,1	1,11
8	0,30	0,05	0,05	0,22	1,64	100,28	3,1	1,2	0,5	0,88
9	—	—	—	0,48	1,04	99,93	2,6	1,5	0,3	0,77
10	0,18	0,24	—	0,46	1,28	100,75	3,3	1,1	0,5	0,69
11	0,35	0,06	0,18	0,55	—	99,49	3,5	1,7	0,5	1,08
12	0,36	0,11	0,10	1,30	—	98,99	3,5	0,8	0,4	0,69
13	0,31	0,09	0,05	0,74	—	99,63	3,9	1,4	0,5	0,88
14	—	—	—	0,23	1,60	99,95	3,8	4,1	0,6	1,06

Примечание. Иликанская серия: 1–5 – гнейсы (1 – двуслюдяные, 2 – биотитовые, 3 – амфиболовые, 4 – амфибол-биотитовые, 5 – гранат-биотитовые), 6 – амфиболиты. Усть-гиллойская серия: 7–9 – гнейсы (7 – биотитовые, 8 – амфибол-биотитовые, 9 – амфиболовые), 10 – амфиболиты. Удско-Майская серия: 11 – гранат-эпидот-двуслюдяные гнейсы, 12 – амфиболиты, 13 – амфиболовые гнейсы, 14 – гранат-биотитовые гнейсы. Средние составы пород приведены по данным Ванюнина И.В. [1977], Козыревой И.В. [1975], Юрочкина Ю.Д. [1977] и автора.

Таблица 9

Химические анализы минералов из пород станового комплекса Иликанской и Тукурингской зон (бассейны рек Гилой и Тынды) [Мишкин, Авченко, 1979], вес. %

№ обр.	Минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
Г-28	<i>Gr</i>	40,44	—	20,48	—	31,41	0,57
"	<i>Bi</i>	36,00	1,67	19,02	1,94	19,58	Сл.
Г-32	<i>Gr</i>	42,80	0,04	20,82	—	30,08	0,71
"	<i>Mu</i>	46,80	0,45	34,71	1,00	0,67	0,007
"	<i>Bi</i>	35,60	1,86	21,30	1,81	19,18	0,02
Г-55е	<i>Gr</i>	40,50	—	19,52	—	28,64	1,85
"	<i>Bi</i>	36,99	1,85	18,90	0,47	15,96	0,06
Б-51	<i>Gr</i>	37,14	0,005	22,04	Не обн.	28,42	1,07
"	<i>Bi</i>	36,60	1,70	20,05	1,34	15,81	0,05
Г-55д	<i>Gr</i>	—	0,06	—	Не обн.	32,83	0,41
"	<i>Bi</i>	35,59	1,35	17,42	Не обн.	19,60	0,05
"	<i>St</i>	23,04	0,57	62,93	Не обн.	12,92	0,13
Г-55ж	<i>Gr</i> (к.з.)	40,98	0,006	21,18	Не обн.	30,11	0,44
"	<i>Gr</i> (п.з.)	38,92	0,016	21,85	Не обн.	29,92	0,74
Г-55ж	<i>Gr</i> (ц.)	39,84	0,04	21,24	Не обн.	28,45	1,84
"	<i>Bi</i>	36,80	1,30	20,20	1,34	15,29	0,19

Примечание. К.з., ц., п.з. — соответственно краевая, центральная и промежуточная зоны. Химики-аналитики: Ж.А. Щека, Г.И. Макарова, Э.С. Натарова. Для обр. Г-55д и Г-55ж анализы выполнены на микрозонде JXA-5-A В.М. Чубаровым.

с О.В. Авченко и И.В. Козыревой в центральной (Иликанская и Тукурингская зоны) и восточной (Удско-Майская зона) частях Становой складчатой области.

В Иликанской и Тукурингской зонах среди высокоглиноземистых бедных Са пород наиболее распространены гранат-биотитовые, биотитовые, мусковит-гранат-биотитовые гнейсы, в которых местами присутствуют силлиманит или дистен. Ставролитсодержащие гнейсы встречаются значительно реже. Так же редко встречаются гнейсы с калишпатом, основная доля глиноземистых пород представлена плагиогнейсами [Мишкин, Авченко, 1979]. В рассматриваемой группе пород установлены следующие минеральные парагенезисы:

№ обр.	Парагенезис
Г-31	$Gr + Bi + Mu + Or + Pl + Q$
Б-51*	$Gr_{71} + Ky + Bi_{43} + Pl_{28} + Q$
Г-32*	$Gr_{83} + Bi + Mu + Sill + Pl_{38} + Q$
Г-55-Ж*	$Gr_{83} + St + Ky + Bi_{42} + Pl_{38} + Q$
Г-55-Е*	$Gr_{82} + Bi_{43} + Pl + Q$
Г-55	$Gr + St + Ky + Bi + Pl + Q$
Г-55-Д*	$Gr_{87} + St + Bi_{47} + (Ky) + (Mu) + (Chl) + Pl_{45} + Q + Or$
Г-513А	$Gr + St + Ky + Bi + Mu + (Sill) + (Chl) + Pl + Q + Or$
Г-31-Е	$Mu + Pl + Q$

	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	F	Сумма
	3,69	3,09	He обн.	He обн.	—	0,20	—	99,88
	10,43	0,34	0,54	7,85	2,85	He обн.	0,35	100,57
	3,08	2,63	He обн.	He обн.	—	0,15	—	100,31
	0,69	1,45	1,09	8,94	5,12	—	0,10	101,02
	8,32	—	0,43	7,13	4,42	He обн.	0,14	100,21
	3,67	5,79	—	—	—	0,06	—	100,36
	12,33	0,26	0,34	8,57	3,60	0,26	0,34	99,93
	6,68	3,02	—	—	—	—	—	99,38
	12,60	0,25	Сл.	7,70	3,35	0,14	Сл.	99,59
	2,72	5,92	He обн.	He обн.	—	—	—	—
	12,72	—	0,35	8,1	He обн.	He обн.	He обн.	95,18
	3,28	0,031	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	102,90
	3,52	5,44	—	—	—	—	—	101,68
	3,21	6,39	—	—	—	—	—	101,05
	2,03	8,10	—	—	—	—	—	101,55
	12,80	Сл.	Сл.	7,20	4,20	0,16	0,10	99,58

№ обр.	Парагенезис
Г-51-А	$Gr + Bi + Pl + Q + (Chl)$
Б-43-Б	$Gr - Ky + Bi + Mu + (Chl) + Pl + Q$
Б-17-3	$Gr + St + Ky + Bi + Mu + Pl + Q + Or$
Г-28*	$Gr_{83} + Ky + Bi_{54} + Pl_{27} + Q$

(В скобках указаны минералы, равновесность которых сомнительна; звездочкой помечены образцы, где имеются химические анализы минералов (см. табл. 9). Места отбора образцов показаны на рис. 17). Химические анализы, структурные формулы, параметры состава минералов приведены в табл. 9, 10, 11.

Распределение Fe и Mg в гранат-биотитовых парах (см. табл. 11) отвечает вариации температур метаморфизма, определяемых по диаграмме Л.Л. Перчука [1970] в 525–675 °С.

Оценки литостатического давления станового метаморфизма можно произвести только в единичных случаях — для тех районов, где имеются специфические парагенезисы.

В Иликанской зоне давление нагрузки можно установить для района среднего течения р. Гилюй, где установлены гранат-биотит-кианитовые (обр. Г-28, см. табл. 11,  $T = 630$  °С) и гранат-биотит-силлиманитовые (обр. Г-32, см. табл. 11,  $T = 655$  °С) гнейсы, находящиеся на сравнительно небольшом удалении друг от друга. Учитывая последнее обстоятельство

Т а б л и ц а 10

Кристаллохимические формулы минералов из пород станового комплекса Иликанской и Тукурингской зон (бассейны рек Гиллой и Тынды)

№ обр.	Минерал	Ca	Na	K	Mg	Fe	Fe <sup>3+</sup>
Г-28	<i>Gr</i>	0,279	—	—	0,464	2,216	—
"	<i>Bi</i>	0,027	0,081	0,755	1,171	1,234	0,108
Г-32	<i>Gr</i>	0,258	—	—	0,421	2,307	—
"	<i>Mu</i>	0,104	0,144	0,759	0,068	0,036	0,048
"	<i>Bi</i>	—	0,059	0,691	0,942	1,221	0,100
Г-55е	<i>Gr</i>	0,500	—	—	0,441	1,932	—
"	<i>Bi</i>	0,023	0,050	0,820	1,387	1,006	0,027
Б-51	<i>Gr</i>	0,256	—	—	0,789	1,882	—
"	<i>Bi</i>	0,020	—	0,725	1,391	0,979	0,075
Г-55д	<i>Gr</i>	0,499	—	—	0,316	2,157	—
"	<i>Bi</i>	—	0,050	0,782	1,432	1,241	—
"	<i>St</i>	0,0005	—	—	0,0813	0,1798	—
Г-55ж	<i>Gr</i> (к.з.)	0,477	—	—	0,428	2,063	—
"	<i>Gr</i> (п.з.)	0,551	—	—	0,385	2,012	—
"	<i>Gr</i> (т.)	0,702	—	—	0,244	1,924	—
"	<i>Bi</i>	—	—	0,679	1,409	0,944	0,074

П р и м е ч а н и е. Формулы биотитов рассчитаны катионным методом, для ставролита приведены числа атомов, формулы гранатов рассчитаны на три кислорода,

Т а б л и ц а 11

Параметры состава и температура равновесий минералов станового комплекса Иликанской и Тукурингской зон

№ обр.	$X_{Mg}^{Gr}$	$X_{Ca}^{Gr}$	$X_{Ti}^{Bi}$	$X_{Mg}^{Bi}$	$X_{Al}^{Bi}$	$X_{Ca}^{Pl}$	$K_D^{Mg}$	$T^{\circ}C$
17*	0,2350	0,1198	0,175	0,5942	23,13	—	4,767	615
147*	0,2388	0,0350	0,120	0,5000	27,83	—	3,188	675
38-г*	0,2140	0,0835	0,100	0,5791	24,60	—	5,052	605
180*	0,1450	0,0720	0,095	0,4619	27,06	—	5,063	600
123ж*	0,0845	0,1820	0,120	0,3587	26,69	—	6,059	580
Г-32	0,1513	0,0850	0,110	0,4158	27,31	38	3,994	650
Г-55д	0,1272	0,1660	0,080	0,5356	22,20	45	7,914	525
Г-55е	0,1765	0,1670	0,109	0,5731	23,96	—	6,264	575
Г-28	0,1705	0,0930	0,095	0,4657	24,03	27	4,241	630
Г-55ж	0,1696	0,1590	0,072	0,5777	25,13	38	6,698	550
Б-51	0,2870	0,0850	0,094	0,5689	25,01	28	3,278	675

\* Параметры состава минералов по данным Г.М. Друговой [1969].

П р и м е ч а н и е.  $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe + Mn)$ ;  $X_{Ca} = Ca/(Ca + Fe + Mg + Mn)$ ;  $X_{Al}^{Bi} = Al/(Al^{IV} + Al^{VI} + Fe^{+3} + Fe^{+2} + Ti + Mg + Mn)$ ;  $X_{Ti}^{Bi}$  — титанистость биотита в формульных единицах;  $X_{Ca}^{Pl}$  — содержание анортита в плагиоклазе (%);  $K_D^{Mg}$  — коэффициент распределения Fe и Mg в паре *Gr-Bi*;  $T^{\circ}C$  — температура равновесий по диаграмме Л.Л. Перчука [1970].

	Mn	Al <sup>VI</sup>	Ti	Al <sup>IV</sup>	Si	OH	O	F
0,040	—	—	—	2,00	3,00	—	—	0,081
—	0,390	0,095	—	1,292	2,708	1,637	0,282	—
0,013	—	—	—	2,00	3,00	—	—	0,021
—	1,820	0,024	—	0,913	3,087	1,873	0,106	0,033
—	0,624	0,110	—	1,288	2,712	1,567	0,400	—
0,126	—	—	—	2,00	3,00	—	—	0,080
—	0,469	0,109	—	1,208	2,792	1,502	0,418	—
0,072	—	0,0003	—	2,00	3,00	—	—	—
—	0,461	0,094	—	1,290	2,710	1,801	0,199	—
0,027	—	—	—	2,00	3,00	—	—	—
—	0,249	0,080	—	1,305	2,695	—	—	—
0,0018	—	0,0071	—	—	—	—	—	—
0,030	—	0,0004	—	2,00	3,00	—	—	—
0,050	—	0,001	—	2,00	3,00	—	—	—
0,126	—	0,002	—	2,00	3,00	—	—	—
0,012	0,486	0,072	—	1,273	2,718	1,867	0,113	0,02

количества атомов Al и Si приняты равными теоретическому числу. Остальные обозначения см. примеч. к табл. 9.

во, принимаем температуру перехода дистен-силлиманит в 640 °С (среднее из двух значений) при  $P_s = \text{const}$ . По уравнениям М. Холдавея [Holdaway, 1971] и Б. Хенсена [Hensen et al., 1975], описывающим переход кианит-силлиманит, определена величина давления для района среднего течения р. Гиллюй, равная 6580 и 6940 бар соответственно. В среднем для этого района можно принять оценку давления около 7 кбар.

Оценка величины  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  метаморфизма пород станового комплекса производилась нами в специальной работе [Мишкин, Авченко, 1979], и для Иликанской зоны (бассейн среднего течения р. Гиллюй) она равна примерно 5,4 кбар.

Для определения режима кислорода воспользуемся равновесием  $Mt + Ky + 2Q = Alm + Q_2$ .

Парагенезис с участием этих минералов был установлен автором в бассейне р. Иличи, среди гринат-биотит-магнетитовых сланцев. Для температуры 640 °С парциальное давление кислорода по диаграмме рис. 14 определяется величиной  $10^{-4}$  бар. Используя полученное значение парциального давления кислорода с помощью диаграммы рис. 12 для  $T = 640$  °С, можно определить величины отношений фугитивностей и других газовых компонентов:

$$\lg \frac{f_{\text{H}_2\text{O}}}{f_{\text{H}_2}} = 4,2; \quad \lg \frac{f_{\text{CO}_2}}{f_{\text{CO}}} = 4,5.$$

Эти величины свидетельствуют о довольно высокой степени окисленности метаморфизирующего флюида.

Т а б л и ц а 12

Химические анализы минералов из пород станového комплекса Удско-Майской зоны, вес. %

№ обр.	Минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO
526	<i>Gr</i>	39,47	0,40	21,30	0,51	22,83	2,03	1,59
"	<i>Bi</i>	34,40	3,51	14,90	6,87	20,40	0,05	6,54
556	<i>Gr</i>	38,50	0,13	19,58	6,18	22,79	1,93	4,45
"	<i>Bi</i>	35,20	1,80	17,23	1,37	18,05	0,13	12,25
2132д	<i>Gr</i>	42,21	0,22	21,38	1,12	19,48	1,41	6,00
"	<i>Bi</i>	38,20	3,24	17,65	3,99	11,62	0,0	13,26
2157а	<i>Gr</i>	43,48	0,09	20,28	0,90	21,33	0,70	3,37
"	<i>Bi</i>	37,34	2,80	18,64	1,14	15,64	0,09	11,84
21576	<i>Gr</i>	39,50	0,98	20,23	3,51	19,66	1,11	4,20
"	<i>Bi</i>	35,90	2,97	17,55	6,20	13,28	0,22	11,90
2155а	<i>Gr</i>	41,95	0,22	20,66	0,00	15,13	4,20	3,56
"	<i>Bi</i>	37,47	2,13	16,89	0,81	15,80	0,40	11,78
2157г-2	<i>Gr</i>	40,07	0,00	21,73	1,00	17,23	0,68	1,28
"	<i>Zo</i>	40,12	0,06	30,14	2,10	0,00	0,03	0,15
21556	<i>Gr</i>	41,46	0,27	20,50	0,00	17,33	0,71	1,44
"	<i>Cpx</i>	51,15	0,13	2,45	0,00	12,58	0,18	9,55

Примечание. Химики-аналитики: Ю.С. Чудакова, Л.В. Константиненко, Е.А. Лаговская, С.П. Баталова; не обн. — не обнаружено.

Т а б л и ц а 13

Кристаллохимические формулы минералов из пород станového комплекса Удско-Майской зоны

№ обр.	Минерал	K	Na	Ca	Mg	Fe <sup>2+</sup>	Al <sup>3+</sup>	Fe <sup>3+</sup>
526	<i>Gr</i>	—	—	1,01	0,19	1,54	1,97	0,03
"	<i>Bi</i>	0,85	0,06	0,03	0,76	1,32	—	0,40
556	<i>Gr</i>	—	—	0,53	0,53	1,71	1,83	0,17
"	<i>Bi</i>	0,78	0,06	0,02	1,38	1,17	—	0,08
2132д	<i>Gr</i>	—	—	0,61	0,73	1,33	1,93	0,07
"	<i>Bi</i>	0,73	0,05	0,04	1,46	0,72	—	0,22
2157а	<i>Gr</i>	—	—	0,77	0,43	1,53	1,94	0,06
"	<i>Bi</i>	0,74	0,06	0,03	1,29	1,23	—	0,06
21576	<i>Gr</i>	—	—	0,88	0,50	1,40	1,89	0,11
"	<i>Bi</i>	0,73	0,04	0,03	1,36	0,85	—	0,30
2155а	<i>Gr</i>	—	—	1,05	0,41	0,97	1,87	0,00
"	<i>Bi</i>	0,83	0,14	—	1,31	0,99	—	0,05
2157г-2	<i>Gr</i>	—	—	1,42	0,15	1,16	2,06	0,06
"	<i>Zo</i>	0,01	0,02	1,97	0,02	0,00	2,75	0,13
21556	<i>Gr</i>	—	—	1,42	0,17	0,12	1,87	0,00
"	<i>Di</i>	0,007	0,05	0,89	0,55	0,405	—	—

Примечание. Формулы минералов рассчитаны кислородным методом.

	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	F	Сумма
	11,74	0,19	0,10	He обн.	—	—	—	100,16
	0,40	0,40	8,64	—	3,90	—	0,30	100,31
	6,24	0,18	0,10	He обн.	—	—	—	100,08
	0,30	0,41	8,10	—	4,01	0,11	0,00	98,96
	6,93	0,41	0,34	He обн.	—	—	—	99,50
	0,53	0,42	7,68	—	2,80	—	0,30	99,71
	8,33	0,34	0,41	0,19	—	—	—	99,42
	0,44	0,40	8,00	—	3,28	0,00	0,00	99,61
	10,35	0,08	0,05	He обн.	—	—	—	99,67
	0,33	0,25	7,45	—	3,51	0,10	0,04	99,70
	12,72	0,30	0,34	0,18	He обн.	0,11	—	99,37
	0,05	0,99	8,74	—	1,01	2,85	0,46	99,38
	16,99	0,27	0,22	He обн.	—	—	—	99,47
	24,01	0,17	0,09	—	2,00	0,00	—	98,87
	17,12	He обн.	He обн.	0,21	He обн.	0,18	—	99,22
	21,52	0,67	0,15	1,17	0,17	0,22	—	99,94

	Ti	Mn	Al <sup>VI</sup>	Si	Al <sup>IV</sup>	O	OH	F
	0,00	0,16	—	3,00	—	12,00	—	—
	0,20	—	—	2,67	1,18	10,00	2,02	0,07
	0,01	0,13	—	2,99	—	12,00	—	—
	0,10	0,01	0,21	2,67	1,33	10,00	2,00	—
	0,01	0,10	—	2,99	—	12,00	—	—
	0,18	—	0,37	2,72	1,28	10,00	1,38	0,05
	0,01	0,06	—	2,99	—	12,00	—	—
	0,15	0,01	0,32	2,72	1,28	10,00	1,60	—
	0,06	0,07	—	2,94	—	12,00	—	—
	0,07	0,01	0,24	2,75	1,25	10,00	1,79	0,01
	0,01	0,27	—	3,00	—	12,00	—	—
	0,12	0,02	0,29	2,80	1,20	10,00	2,00	—
	0,00	0,05	—	3,00	—	12,00	—	—
	0,00	0,00	—	3,00	—	12,02	0,98	4,5
	0,02	0,05	—	3,00	—	12,00	—	—
	0,004	0,01	0,08	1,97	0,03	6,00	—	—

Таблица 14

Параметры состава и температура равновесий минералов станового комплекса Удско-Майской зоны

Номер образца	$X_{Mg}^{Cr}$	$X_{Mg}^{Bi}$	$T^{\circ}C$	Парагенезис
526	0,11	0,31	640	$Gr_{8,9} + Ep + Bi_{6,9} + Pl_{2,2} + Q$
556	0,22	0,52	630	$Gr_{7,8} + Ep_{1,7} + Bi_{4,8} + Hb + Pl_{3,0} + Q$
2132д	0,34	0,61	630	$Gr_{6,6} + Ep + Bi_{3,9} + Hb_{4,9} + Pl_{3,0} + Sca_{6,5}$
2157а	0,21	0,50	640	$Gr_{7,9} + Bi + Pl_{3,0} + Q$
2157б	0,25	0,54	640	$Gr_{7,5} + Bi_{4,6} + Pl + Q$
К-11-126	0,15	0,43	620	$Gr_{8,5} + Bi_{5,7} + Pl + Q$
К-11-121	0,18	0,43	640	$Gr_{8,2} + Bi_{5,7} + Hb + Pl + Or + Q$
2155а	0,24	0,55	640	$Gr_{9,2} + Kpy_{3,1} + Bi_{4,5} + Pl_{2,8} + Ca$

Примечание. Обр. К-11-126 и К-11-121 из коллекции А.М. Ленникова [1973].

Общей характерной особенностью химизма пород восточной части Становой области (Удско-Майская зона) является широкое распространение разностей, обогащенных одновременно Са и глиноземом. Этой особенностью, а также инертным поведением основных химических компонентов (за исключением  $H_2O$  и  $CO_2$ ) обусловлено повсеместное распространение полиминеральных парагенезисов в метаморфических породах зоны. В гранат-эпидот-двуслюдяных, гранат-эпидот-биотитовых и амфиболовых плаггиогнейсах и кальцифирах установленные следующие наиболее характерные полиминеральные парагенезисы:

№ обр.	Парагенезис
В-111	$Gr_{7,7} + Ep_{2,3} + Mu_{4,8} + Bi_{5,5} + Pl_{2,0} + Q + Mic$
2155А	$Gr_{7,0} + Bi_{4,5} + Zo_8 + Cpx_{3,1} + Cc + Pl_{2,8} + Q$
2136в	$Gr_{7,0} + Bi_{5,0} + Ep_7 + Hb + Cc + (Cpx) + Pl_{3,2} + Mic + Q$
64	$Gr_{8,2} + Mu_{3,5} + Bi_{4,7} + Ep_{2,4} + Hb_{5,8} + Pl_{1,5} + Mic + Q$
2132б	$Gr_{6,6} + Bi_{3,9} + Ep_{1,7} + Hb_{3,9} + (Mu_{3,9}) + Sca_{6,5} + Pl_{3,0} + Q$
2136г	$Gr + Bi + Ep + Hb + Cpx + Pl + Mic + Q$
2138	$Gr + Zo + Hb + Cpx + Cc + Pl + Mic + Q$

В табл. 12 и 13 приведены химические анализы минералов и их кристаллохимические формулы.

Распределение Fe и Mg в сосуществующих гранатах и биотитах из биотит-гранатовых гнейсов Удско-Майской зоны (табл. 14) свидетельствует о формировании их в узком температурном интервале 620–640 °С.

Для характеристики условий метаморфизма особо важное значение имеет флюидный режим таких компонентов, как  $H_2O$  и  $CO_2$ . Однако недостаток термодинамических данных для минералов из парагенезисов пород Удско-Майской зоны не позволяет достаточно точно оценить флюидное давление  $H_2O$ . Ориентировочные расчеты дают значение  $P_{H_2O}$  от 2 до 6 кбар [Мишкин, Авченко, 1979].

Для определения давления  $CO_2$  при метаморфизме пород Удско-

Майской зоны воспользуемся реакцией



Парагенезис кальцита со сфеном широко распространен в богатых Са породах Удско-Майской зоны (обр. 2155, 2136 и др.). Значительно реже наблюдается парагенезис рутила со сфеном. Совместное нахождение этих минералов отмечено в одном образце (обр. 64), где они находятся в реакционных взаимоотношениях. Эти данные позволяют предполагать вероятным протекание метаморфических процессов по схеме (1). Реакцию можно описать следующим соотношением:

$$\Delta Z_{\text{реак}} + Z_{\text{CO}_2} + \Delta V_s P_s = 0, \quad (2)$$

где  $\Delta Z_{\text{реак}}$  — изменение свободной энергии Гиббса в ходе реакции при температуре  $T$ ;  $Z_{\text{CO}_2}$  — относительная молярная свободная энергия  $\text{CO}_2$ . Расчет парциального давления  $\text{CO}_2$  проведен для давления  $P_s = 7000$  бар и  $T = 630^\circ\text{C}$ , являющейся средней для полученных значений в Удско-Майской зоне. Вычисленное из соотношения (2) значение  $Z_{\text{CO}_2}$  составляет 87176 дж/моль. Этому значению  $Z_{\text{CO}_2}$  на диаграмме Л.Л. Перчука и И.Ф. Рябчикова [1976] соответствует  $P_{\text{CO}_2} = 6,7$  кбар. Вычисленная величина  $P_{\text{CO}_2}$  представляется довольно вероятной, поскольку о высоком давлении  $\text{CO}_2$  при метаморфизме может свидетельствовать и отсутствие графита в минеральных парагенезисах пород изученного района.

Проведенные исследования минералов с помощью электронного микронзондирования показали, что довольно часто гранаты станового комплекса химически зональны. В отдельных случаях устанавливается так называемый нормальный тип зональности гранатов, характеризующийся закономерным падением концентраций Са, Мп при возрастании Fe, Mg от центров кристаллов к краям. Пример нормально-зонального граната из гранат-биотит-ставролитового гнейса приводится в табл. 10 (обр. Г-55ж). Такая зональность — следствие прогрессивных метаморфических реакций, обусловленных повышением температуры. Эти данные подтверждают, что становой комплекс не является гранулитовым фундаментом верхнеархейской геосинклинали, перекристаллизованным в условиях амфиболитовой фации, а представляет собой самостоятельный прогрессивно метаморфизованный комплекс. Условия метаморфизма пород станового комплекса ( $P_s = 7$  кбар,  $T = 525\text{--}675^\circ\text{C}$ ) соответствуют кварц-мусковитовой фации вплоть до границы с ортоклаз-биотит-силлиманитовой. Наблюдаемые минеральные парагенезисы в общем подтверждают результаты количественного определения температуры и литостатического давления.

## НАЛОЖЕННЫЕ СТРУКТУРЫ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

### Субганский комплекс

Метаморфические образования субганского комплекса распространены в нижнепротерозойских структурах типа грабенов, заложившихся на Алдано-Становом щите. Примерами таких структур (см. рис. 16) являются Субганский, Ярогинский и Чульманский грабены [Лазько, 1956; Фрумкин, Нужнов, 1968; Дзевановский и др., 1970; Березкин, 1977].

Т а б л и ц а 15

Вещественный состав пород субганского комплекса

Грабен	Основные разновидности пород, их количество в разрезе, %	Первичный состав
Субганский	Андалузит-сланцевые сланцы, 23 Амфиболовые сланцы, 69  Прочие породы, 8	Монтмориллонитовые глины Базальты андезитовой формации
Ярогинский	Слюдисто-кварцевые сланцы, 61  Амфиболовые сланцы, 3 Андалузит-сланцевые сланцы, 22 Прочие породы, 14	Субграувакки, полимиктовые песчаники Андезиты Монтмориллонитовые глины

Метаморфические толщи нижнепротерозойских грабенов сопоставляются с удоканской серией Кодаро-Удоканского прогиба, рассматриваемой как стратотип нижнего протерозоя на Алданском щите [Лазько, 1956; Салоп, 1964; Лейтес, 1965; Геология и петрология..., 1965; Миронюк и др., 1971; Шульдинер, 1973].

Ниже удоканской серии рядом исследователей выделяется троговый (сахаборский) комплекс, в составе первичных пород которого широко развиты основные вулканы. Часть исследователей [Федоровский, Лейтес, 1968; Кориковский, Федоровский, 1971; Федоровский, 1972] считают, что этот комплекс без перерыва переходит в осадочную удоканскую серию и относится к нижнему протерозою. В.И. Березкин весь разрез Субганского и Чульманского грабенов и нижнюю часть разреза Ярогинского грабена сопоставляет с удоканской серией. При этом он считает их единым нижнепротерозойским комплексом. Эта точка зрения в настоящее время представляется достаточно обоснованной. Геотектоническая природа структур субганского комплекса не может быть определена однозначно. Они могли формироваться как в узких прогибах грабенов, так и в более обширных структурах, сохранившихся в настоящее время в грабенах, сформированных более поздними глыбово-блоковыми движениями [Лазько, 1956].

Ярогинский грабен расположен в бассейне р. Амедици и протягивается в субмеридиональном направлении на 20 км при ширине до 3,5 км. По данным В.И. Березкина [1977], метаморфический комплекс пород грабена представлен слюдястыми кварцитами, слюдястыми и графитовыми сланцами, мраморами, кальцифирами. Общая мощность разреза комплекса около 2,4 км.

Субганский грабен находится в бассейне верхнего течения р. Чуги — левого притока р. Алдан и протягивается с севера на юг на 25 км при ширине до 5 км. Породы грабена представлены амфиболовыми, биотит-амфиболовыми и слюдяными сланцами. Общая мощность толщи Субганского грабена около 1,4 км.

Чульманский грабен располагается на водоразделе рек Малого Чуль-

Т а б л и ц а 16

Средние составы метаморфических пород субганского комплекса, вес. %

№ анализа	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
1	63,19	1,14	20,82	1,43	2,87	0,09	1,03	0,40	1,62	3,86
2	80,4	0,29	6,69	1,11	1,98	0,02	0,72	0,22	0,20	3,54
3	51,78	1,20	16,26	2,61	8,61	0,15	5,33	9,16	2,73	0,99
4	56,62	0,85	14,13	2,38	8,21	0,16	4,59	8,15	2,95	1,04

Т а б л и ц а 16 (окончание)

№ анализа	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	Сумма	Отношение петрогенных элементов, ат. кол.			
						Na/K	Ca/Mg	Fe/(Ca + Mg)	Al/(Na + K + Ca + Mg)
1	0,08	—	0,13	3,31	99,97	0,6	0,3	1,8	2,16
2	0,29	—	0,05	4,32	99,83	0,1	0,2	1,8	1,29
3	0,14	—	0,20	0,47	99,63	4,2	1,2	0,5	0,79
4	0,33	—	0,13	—	99,55	4,2	1,2	0,5	0,73

П р и м е ч а н и е. Сланцы: 1 — андалузит-слюдяные, 2 — слюдисто-кварцевые, 3—4 — амфиболовые (3 — Субганский грабен, 4 — Ярогинский грабен). Средние составы пород вычислены по данным В.И. Березкина [1977].

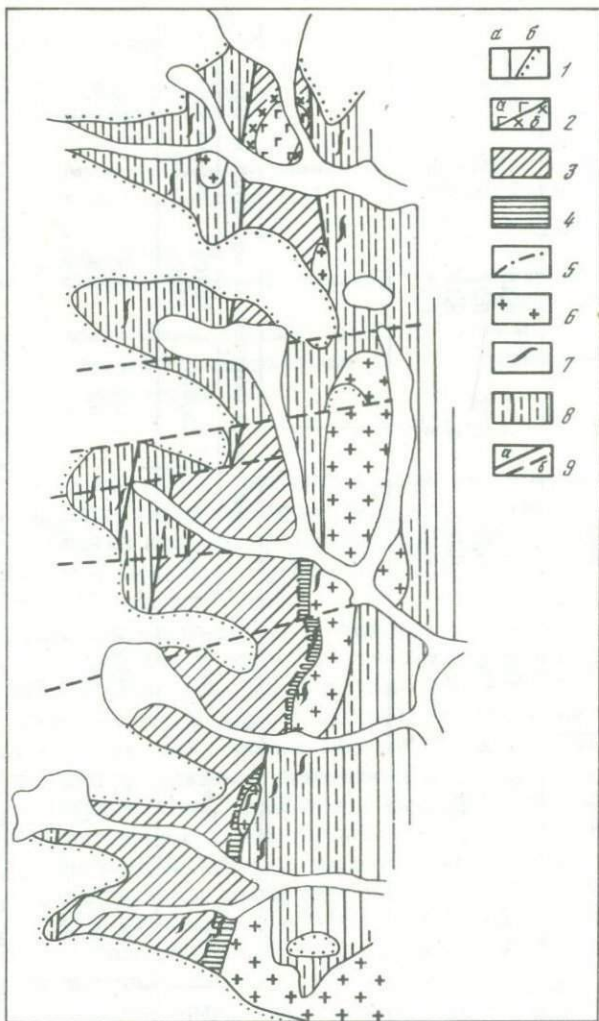


Рис. 18. Схема метаморфической зональности субганского комплекса, по В.И. Безкину [1977]

1 — отложения четвертичного периода (а) и граница образований венда (б); 2 — среднепротерозойские кварцевые диориты (а) и ореол роговиков (б); зоны метаморфизма нижнепротерозойских образований: 3 — андалузитовая, 4 — силлиманитовая; 5 — изограда силлиманита в метапелитах; 6 — граниты; 7 — перматиты; 8 — архейские образования; 9 — разломы прослеженные (а), предполагаемые (б)

мана и Правого Чульмана, протягиваясь в субширотном направлении на 14 км при ширине до 2,5 км. Метаморфическая толща пород грабена общей мощностью около 1,6 км представлена слюдястыми кварцитами, амфиболовыми сланцами, мраморами и кальцифирами.

Сопоставление разрезов Субганского, Чульманского и Ярогинского

Таблица 17

Минеральные парагенезисы пород субганского комплекса, по В.И. Березкину [1977]

Группа пород	Фация		
	зеленосланцевая	эпидот-амфиболитовая (андалузитовая зона)	амфиболитовая (силлиманитовая зона)
Субганский грабен			
Метапелиты		$St_{80} + Bi_{50-57} + Mu +$ $+ And + Pl_{5-22} + Q$ $Bi + Cor + Mu + And \pm$ $\pm Pl + Q$	$Bi_{47-58} + Mu + Sill \pm And +$ $+ Pl + Q \pm Or$ $Alm_{86} + Cor_{44} + Bi_{59} +$ $+ Pl_{29} + Q$ $Alm_{92} + Bi_{75} + Mu +$ $+ Pl_{28} + Q$
Метабазиты		$Hb_{31-38} + Pl_{40-62} \pm Q$ $Hb_{30-62} + Pl_{25-52} \pm Q$ $Hb_{52-74} + Bi_{64-67} +$ $+ Pl_{36-53} + Q$	$Hb_{32-55} + Pl_{37-62} \pm Bi_{49}$ $Alm_{84} + Hb_{67} + Cum_{64} +$ $+ Pl_{22} + Q$
Ярогинский грабен			
Метапесчаники		$Hb_{10} + Pl + Q \pm Ep$	$Bi_{65} \pm Mu + Sill \pm Or \pm$ $\pm Pl \pm Q$ $Alm_{76} + Bi_{50} + Pl_{33} + Q$ $Alm_{83-85} + Bi_{50-57} +$ $+ Mu \pm Pl + Q$
Метабазиты	$Act_{25} + Pl + Ep +$ $+ Cc$ $Act_{23} + Pl + Ep +$ $+ Chl$	$Hb_{44} + Ep + Pl_{48} + Cc$ $Hb_{44} + Ep + Pl_{52} + Cc$	$Hb_{45-83} + Bi_{47-70} +$ $+ Pl_{16-28} + Q$ $Hb_{64} + Bi_{42} + Or + Q$ $Hb_{48-63} + Di_{33-36} +$ $+ Bi_{44} \pm Or + Pl \pm Q$

грабенов позволило В.И. Березкину прийти к заключению, что в Чульманском и Субганском грабенах обнажаются нижние, а в Ярогинском — верхние части единой первичной вулканогенно-осадочной толщи. В составе первичного разреза Субганского грабена преобладающую роль играли базальты андезитовой формации, а Ярогинского — субграувакки и полимиктовые песчаники (табл. 15). Эффузивы в разрезе Ярогинского грабена составляли ничтожную роль (около 3%) и представлены в отличие от Субганского грабена более кислыми разновидностями — андезитами. Метаморфические породы Субганского грабена относятся к натрово-кальциевому, а Ярогинского — калиево-магнезиально-железисто-глиноземистому петрохимическим рядам (табл. 16).

Нижнепротерозойские образования грабенов перекрываются отложениями венда. Радиологические определения возраста (К—Аг метод) по

амфиболу пород грабенов дают значения 2350 и 2430 млн. лет, подтверждающие их раннепротерозойский возраст.

**Условия метаморфизма.** Метаморфизм в нижнепротерозойских структурах Алдано-Станового щита носит зональный характер. Так, например, в Субганском грабене В.И. Березкиным выделены андалузитовая зона шириной 4,5 км и силлиманитовая — шириной 0,7 км. Граница между этими зонами проводится по изограде силлиманита (рис. 18). Парагенезисы минералов метаморфических зон Субганского и Ярогинского грабенов приведены в табл. 17. Зональность метаморфизма в нижнепротерозойских структурах варьирует от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Максимальные температуры метаморфизма, вычисленные по данным В.И. Березкина [1977] (биотит-гранатовый термометр), достигали 635–640 °С. Давление, определенное по гранат-кордиеритовому барометру, составляло 3,5 кбар.

### ОХОТСКИЙ МАССИВ

Охотский массив располагается в южной части мезозойской Верхояно-Чукотской складчатой области. В его пределах на дневную поверхность выходят три блока метаморфических пород — Охотско-Кухтуйский, Верхнемайский и Юровский.

Наиболее крупный — Охотско-Кухтуйский блок расположен в центральной части массива, в бассейнах рек Охоты, Кухтуя и Ульбеи (рис. 19). Существуют различные схемы стратиграфического расчленения охотского комплекса [Гринберг, 1968; Вельдяксов, Песков, 1973; Авченко, 1975]. В последней стратиграфической схеме, предложенной О.В. Авченко [1975], охотский комплекс расчленен на две серии (снизу вверх): ягельскую и кухтуйскую. Ягельская серия разделена на две толщи. Нижняя (мощность 2,5 км) представлена переслаивающимися гранат-биотитовыми гнейсами, чарнокитами, эндербитами, амфибол-двупироксеновыми, амфибол-биотитовыми гнейсами и высокоглиноземистыми породами.

Т а б л и ц а 18

Вещественный состав охотского комплекса

Основные разновидности пород, их количество в разрезе, %	Первичный состав
Биотитовые гнейсы, 5	Граувакки (дациты?)
Биотит-амфиболовые гнейсы, 15	Карбонатные граувакки (андезито-дациты)
Амфиболиты, 15	Базальты андезитовой формации (диабазы)
Клинопироксен-роговообманковые сланцы, 15	Щелочные оливиновые базальты континентальной формации (диабазы)
Двупироксен-амфиболовые сланцы, 10	Базальты андезитовой формации (диабазы)
Гранат-биотитовые гнейсы, 10	Граувакки, монтмориллонитовые глины
Эндербиты, 10	Монтмориллонитовые глины
Гиперстеновые гнейсы (чарнокиты), 10	Граувакки, монтмориллонитовые глины
Прочие породы, 10	

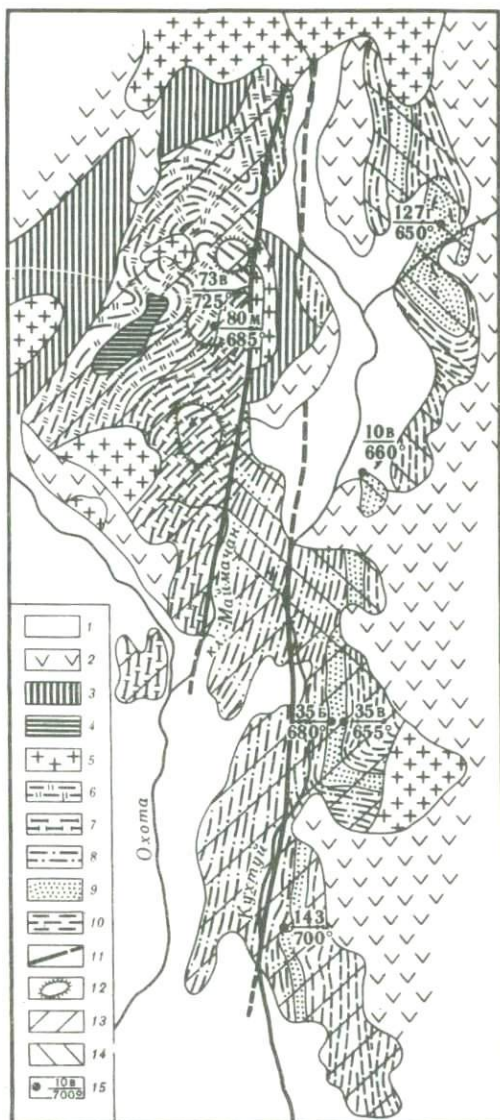
Рис. 19. Геологическая карта Охотско-Кухтуйского поднятия, по О.В. Авченко [1977].

1 — четвертичные отложения; вулканогенно-осадочные толщи чехла поднятия: 2 — меловые вулканогенные, 3 — нижне-верхнемезозойские осадочные, 4 — рифейские осадочные; 5 — позднемезозойские гранитоиды; кристаллические образования Охотского метаморфического комплекса, свиты: 6 — няингагинская, 7 — дальсичанская, 8—10 — нядбакинская (8 — верхняя, 9 — средняя, 10 — нижняя толщи); 11 — разломы; 12 — зоны повышенной щелочности; 13 — площадь распространения биотит-силлиманит-ортоклазово-фации; 15 — места отбора проб (в числителе — номер пробы, в знаменателе — температура равновесия, °С)

Верхняя толща (более 3 км) сложена в основном метабазами — амфиболитами и амфибол-пироксеновыми сланцами.

Кухтуйская серия разделена на три толщи. Нижняя толща (мощность более 2 км) сложена однообразными мигматизированными биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами с прослоями амфиболитов и амфибол-пироксеновых сланцев. Средняя толща (0,3—0,8 км) представлена гранат-биотит-кордиеритовыми гнейсами с прослоями чарнокитов, элизитов и кальцифиров. Верхняя толща (более 3 км) сложена однообразными амфибол-биотитовыми и биотитовыми гнейсами.

Основными разновидностями пород охотского комплекса являются биотит-амфиболовые гнейсы, пироксен и двупироксен-амфиболовые гнейсы, амфиболиты, гранат-биотитовые гнейсы (табл. 18). Восстановление первичного состава этих пород (см. рис. 3, 4, 7, 8) свидетельствует о том, что вулканы основного состава занимают около 40% общего разреза и представлены базальтами андезитовой формации и щелочными оливиновыми базальтами континентальной формации. Терригенно-осадочная часть разреза соответствует грауваккам и монтмориллонитовым



Т а б л и ц а 19

Химический состав метаморфических пород Охотского массива, вес. %

№ анализа	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
1	73,34	0,34	9,0	3,48	2,90	0,06	7,16	0,49	0,68	1,20
2	63,7	0,77	16,8	3,11	4,11	0,28	3,27	1,6	2,91	1,78
3	64,86	0,51	14,91	1,31	6,70	0,13	2,93	1,74	2,59	3,03
4	68,2	0,35	15,59	1,54	2,17	0,04	1,87	2,48	4,1	1,88
5	62,66	0,74	15,6	2,34	4,19	0,10	2,96	5,21	3,98	1,42
6	53,15	1,03	15,64	4,78	10,89	0,21	5,94	3,39	2,11	1,48
7	62,62	0,67	13,52	5,58	6,09	0,19	2,79	2,05	2,56	2,27
8	46,98	1,19	15,39	6,00	9,88	0,25	6,72	8,98	1,99	0,69
9	50,39	1,08	14,59	2,59	9,40	0,16	6,26	9,28	3,14	1,13
10	50,22	0,89	16,00	4,35	6,34	0,19	7,56	8,25	3,21	1,23
11	45,98	1,14	14,07	4,15	9,28	0,18	7,94	11,16	2,58	1,30

Таблица 19 (окончание)

№ анализа	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	П.п.п.	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма	Отношение петрогенных элементов, ат. кол.			
						Na/K	Ca/Mg	Fe/(Ca + Mg)	Al/(Na + K + Ca + Mg)
1	—	—	1,24	0,09	99,98	0,9	0,1	0,5	0,75
2	1,48	0,24	0,06	0,10	100,15	2,5	0,4	0,9	1,36
3	—	—	1,10	0,08	99,89	1,3	0,4	1,1	1,15
4	0,09	0,37	1,48	0,05	100,21	3,3	1,0	0,5	1,16
5	—	—	0,25	1,90	101,35	4,3	1,3	0,5	0,94
6	0,15	0,19	1,32	0,14	99,42	2,2	0,4	1,0	1,00
7	0,32	0,05	0,87	0,16	99,74	1,7	0,5	1,5	1,13
8	—	—	1,23	0,16	99,62	4,9	0,9	0,6	0,75
9	—	—	1,69	0,49	100,20	4,2	1,1	0,5	0,64
10	—	—	0,10	1,86	100,23	4,0	0,8	0,4	0,68
11	—	—	0,16	2,09	100,0	3,0	1,0	0,4	0,55

Примечание. Гнейсы: 1 — гиперстен-кордиеритовые, 2 — гранат-биотит-силлиманитовые, 3 — гранат биотитовые, 4 — биотитовые; 5 — роговообманково-биотитовые гнейсы и сланцы; 6 — гиперстеновые плагиогнейсы (эндербиты); 7 — гиперстеновые гнейсы (чарнокиты); 8 — гранат-двупироксеновые (эклогитовые сланцы); 9 — двупироксен-амфиболовые сланцы; 10 — амфиболиты; 11 — клинопироксен-роговообманковые сланцы. Средние составы пород вычислены по данным О.В. Авченко [1977], Г.А. Гринберга [1968].

Таблица 20

Температуры образования и давление метаморфизма пород охотского комплекса

№ обр.	Парагенезис	Gr-Bi термометр		
		$f_{Gr}$	$f_{Bi}$	$T, ^\circ C$
143	$Gr_{5,7} + Bi_{2,7} + Pl_{2,7} + Cor_{2,0} + Hyp_{3,0} + Q$	56,8	27,5	700
99	$Gr_{6,0} + Bi_{3,9} + Pl_{3,0} + Or + Q$	59,6	39	725
80-м	$Gr_{7,3} + Bi_{4,7} + Pl_{3,5} + Hyp_{5,8} + Q$	73,6	47,4	685
127-г	$Gr_{7,3} + Bi_{4,1} + Pl_{3,0} + Sill + Q$	73,1	40,5	650
35-б	$Gr_{6,8} + Bi_{3,9} + Pl_{2,5} + Or + Q$	67,7	38,6	680
35-в	$Gr_{7,3} + Bi_{4,8} + Pl_{3,5} + Or + Q$	76,6	47,9	655
10-в	$Gr_{8,2} + Bi_{5,8} + Hyp_{6,3} + Pl_{4,0} + Q$	82,1	57,6	660
73-в	$Gr_{7,7} + Bi + Hyp_{6,0} + Or + Q$	77,5	—	—
138	$Gr_{7,9} + Am_{5,6} + Bi_{5,5} + Pl_{4,5} + Hyp_{6,6} + Or + Q + Mt$	79	55	675
93-г	$Gr_{7,1} + Am_{4,6} + Di_{3,5} + Hyp_{4,8} + Pl_{5,0-6,0} + Mt$	—	—	—
21	$Gr_{7,9} + Am_{5,5} + Di_{4,2} + Pl_{5,5} + Q + Mt$	—	—	—

Примечание. Анализы минералов обр. 143, 80-м, 127-г, 35-б, 35-в, 10-в, 138, 93-г, 21 — по данным О.В. Авченко [1977], обр. 99 — по данным Г.А. Гринберга [1968].

Таблица 21

Химический состав граната и биотита (обр. 436-е), вес. %

Анализ	Минерал	Зоны	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO
Микро-зондовый	Gr	Центральная	38,40	—	20,70	—	27,50	2,05	8,28
		Краявая	38,20	—	20,40	—	29,30	4,48	5,40
Валовый	Gr	—	40,70	0,10	20,27	2,60	22,86	2,05	7,41
	Bi	—	34,50	2,76	16,94	2,32	16,73	0,27	11,50

глинам. Часть из этих пород в соответствии с диаграммами (см. рис. 7, 8) может классифицироваться и как эффузивы среднего состава — андезитодациты и дациты. По отношениям главных окислов основные разновидности пород охотского комплекса относятся к натрово-кальциевому, натрово-кальциево-магнезиальному и натрово-магнезиальному рядам (табл. 19).

Глубокометаморфизованные породы охотского комплекса перекрываются чехлом осадочных и вулканогенных пород позднепротерозойского, палеозойского и мезозойского возраста.

Радиоизотопный возраст метаморфических пород охотского комплекса, установленный K-Ar методом, составляет 2640 млн. лет [Вельдяков, Песков, 1973], изохронным Th-Pb методом —  $3700 \pm 500$  млн. лет

Gr-Am термометр			Gr-Hyp барометр			
$f_{Gr}$	$f_{Am}$	$T, ^\circ\text{C}$	$f_{Gr}$	$f_{Hyp}$	$K_D^{\text{Mg}}$	$P$
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	82,1	63	0,375	9,5
77,5	-	-	77,5	59,8	0,433	9
79	56	690	-	-	-	-
71	46	700	-	-	-	-
79	55	675	-	-	-	-

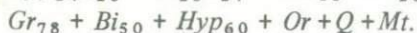
CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Сумма	F	Железистость		$T, ^\circ\text{C}$
							$X_{Gr}^{\text{Fe}}$	$X_{Bi}^{\text{Fe}}$	
2,88	-	-	-	-	99,81	-	66,7	-	650
1,20	-	-	-	-	98,98	-	77,9	-	-
2,63	0,32	0,47	0,10	-	99,51	-	67,7	-	-
1,38	0,24	8,40	0,14	3,92	99,55	0,8	-	48,3	-

[Корольков и др., 1974]. Эти данные подтверждают принадлежность охотского комплекса к древнейшим нижнеархейским образованиям.

**Условия метаморфизма.** Исследованиями условий метаморфизма охотского комплекса [Авченко, 1977] выявлена его полиметаморфическая природа. В истории формирования метаморфических пород можно выделить по крайней мере два этапа. Первый — проявление раннего прогрессивного метаморфизма и второй — регрессивный, высокотемпературный диафторез. Проявление регрессивного метаморфизма привело к повсеместной перекристаллизации минералов ранних парагенезисов, что выразилось в перераспределении изоморфных компонентов между минералами, остававшимися устойчивыми или в полном замещении ранних

парагенезисов поздними низкотемпературными. Эта повторная переработка пород затрудняет реставрацию условий раннего метаморфизма. Можно полагать, что условия раннего метаморфизма были близки условиям сутамской фации глубинности:

Среди высокоглиноземистых сланцев и гнейсов охотского комплекса установлены парагенезисы минералов, свидетельствующие о принадлежности их к двум фациям метаморфизма: гранат-кордиерит-ортоклазовой и биотит-силлиманит-ортоклазовой. К гранат-кордиерит-ортоклазовой фации (в том числе и к ее наиболее высокотемпературной — гранат-кордиерит-гиперстеновой субфации) относятся парагенезисы:



По данным О.В. Авченко [1977], в гранат-кордиерит-биотитовом гнейсе обр. 127-в железистость граната составляет 53,2%. Этот гнейс содержит реликтовые иглы силлиманита, заключенные в зерна кварца и плагиоклаза. Гранат, по результатам качественного микрозондирования, обладает регрессивной зональностью, и для его центральной части можно предполагать еще более магнезиальный состав. Гранаты с таким магнезиальным составом в парагенезисе с силлиманитом возможны в условиях температур гиперстен-силлиманитовой минеральной фации сутамской фации глубинности. Подобные магнезиальные гранаты установлены В.М. Кастрыкиной [1976] в гиперстен-силлиманитовых гнейсах мутамского комплекса, для которого максимальные значения давления и температуры определяются величинами  $P_s = 11,5$  кба и  $T = 1030^\circ\text{C}$ .

Среди парагенезисов эклогитовых сланцев, относящихся к раннему этапу метаморфизма, наиболее магнезиальные составы установлены в обр. 93-г (табл. 20). Железистость граната в парагенезисе  $Gr + Hb + Di + Hup + Pl + Mt$  составляет 71%. Этому составу граната на диаграмме (см. рис. 10) соответствует  $P_s = 9,7$  кбар и  $T = 780^\circ\text{C}$ . Парагенезисы более низкотемпературной биотит-силлиманит-ортоклазовой фации отмечены в восточной части Охото-Кухтуйского блока (см. рис. 19):  $Gr + Bi_{39-48} + Pl_{28-35} + Or + Sill + Q$ ;  $Gr_{73} + Bi_{41} + Pl_{30} + Sill + Q$ ;  $Gr_{60-77} + Bi_{39-48} + Pl_{30-35} + Or + Q$ . Определение температур метаморфизма пород охотского комплекса, вероятно, отражает условия метаморфизма второго, регрессивного этапа (см. табл. 20) и колеблется в интервале  $650-725^\circ\text{C}$ . Изучение гранатов высокоглиноземистых гнейсов микрозондированием показало хорошо выраженную зональность в распределении Fe, Mg, Ca, Mn. Эта зональность характеризуется постепенным возрастанием содержания Fe и Mg и падением содержания Ca и Mg в направлении от центра кристалла граната к его краю.

В табл. 21 приведены результаты микрозондового анализа граната из гнейса, (обр. 436-е), состоящего из граната, биотита, силлиманита, плагиоклаза, калиевого полевого шпата и кварца. Из этого же образца выпол-

нены "валовые" химические анализы граната и биотита. Микронзондирование биотита, произведенное в двух направлениях — перпендикулярно и параллельно оси *C*, показало отсутствие отчетливой зональности в распределении компонентов *K*, *Fe*, *Mg*, *Al*.

Эти данные свидетельствуют о регрессивной направленности метаморфизма охотского комплекса. С регрессивной стадией метаморфизма связана региональная гранитизация пород, что подтверждается появлением внешних, новообразованных зон граната в стыках с метасоматически развивающимся калиевым полевым шпатом. Температура высокотемпературного диафореза, установленная по составу краевой части граната и составу биотита, в обр. 436-Е (см. табл. 21) составляла 650 °С. На количественной диаграмме (см. рис. 9) рассмотренному выше парагенезису гранат-биотит-силлиманит-ортоклазовой фации соответствует давление 7,5 кбар, а максимальная температура могла достигать величины 740 °С. Минеральные фации бедных Са пород для двух этапов метаморфизма охотского комплекса на количественной диаграмме, построенной с учетом железистости минералов в моновариантных и дивариантных парагенезисах, подтверждают вывод о существенном различии температур и давлений двух выделенных этапов метаморфизма охотского комплекса.

#### ОМОЛОНСКИЙ МАССИВ

Глубинный характер метаморфических пород Омолонского массива был отмечен еще в 30-х годах Д.С. Коржинским. Это дало основание многим исследователям считать, что мезозойды Северо-Востока СССР залегают на древнейших образованиях, аналогичных фундаменту Алданского щита.

Метаморфические породы Омолонского массива образуют в бассейне верхнего течения р. Омолон отдельные выступы — Ольдянинский, Коаргычанский, Закоронный, Ауланджинский [Левин, 1975]. В составе нижней части омолонского метаморфического комплекса преобладают кристаллические сланцы основного состава — пироксеновые и двупироксен-амфиболовые, в средней — биотитовые плагиогнейсы, а в верхней — амфиболовые и амфибол-биотитовые плагиогнейсы. Кроме того, отмечаются эклогитовые сланцы, гранатовые кварциты, гранат-кордиеритовые гнейсы и кальцифиры. Общая мощность комплекса около 4 км.

Анализ двупироксен-амфиболового гнейса (табл. 22, анализ 5) на диаграммах (см. рис. 7, 8) соответствует щелочному оливиновому базальту океанической формации. Биотит-гранатовые гнейсы и плагиогнейсы являются соответственно аналогами граувакк и монтмориллонитовых глин. Амфиболовые гнейсы, преобладающие в верхней части разреза, отвечают грауваккам (см. рис. 5, 6). Таким образом, первичный разрез омолонского комплекса имеет существенно вулканогенный основной состав в нижней части, сменяющийся в верхах терригенно-осадочным граувакковым. Основные разновидности пород омолонского комплекса относятся к единому натрово-кальциевому петрохимическому ряду (см. табл. 22).

Таблица 22

Химический состав метаморфических пород Омолонского массива, вес. %

№ анализа	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1	63,90	0,54	16,47	1,64	5,46	0,23	2,50	4,07	2,58	2,09	0,16
2	64,24	0,45	15,68	2,25	2,71	0,04	1,82	4,88	4,55	1,98	0,14
3	62,24	0,51	15,34	2,67	2,72	0,03	2,33	6,95	3,83	1,82	0,23
4	60,32	0,72	17,36	1,75	4,83	0,08	2,80	4,78	5,40	1,50	0,13
5	47,43	1,24	14,61	2,55	13,92	0,26	6,52	9,62	2,43	0,75	0,21
6	46,17	0,41	17,21	3,22	7,33	0,16	10,38	10,32	1,56	1,56	0,03

Таблица 22 (окончание)

№ анализа	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	П.п.п.	CO <sub>2</sub>	Сумма	Отношение петрогенных элементов, ат. кол.			
						Na/K	Ca/Mg	Fe/(Ca + Mg)	Al/(Na + K + Ca + Mg)
1	0,26	0,04	0,71	0,00	99,94	1,9	1,2	0,7	1,24
2	0,49	0,07	0,78	0,10	99,40	3,6	1,9	0,5	0,96
3	—	—	1,34	—	100,01	3,2	2,2	0,4	0,88
4	0,35	0,29	0,22	—	100,31	5,4	1,3	0,6	0,94
5	0,54	0,30	0,78	—	100,38	4,9	1,1	0,7	0,67
6	1,48	0,34	1,40	0,22	100,39	1,5	0,7	0,3	0,65

Примечание. Гнейсы: 1 — гранат-биотитовый, 2 — амфиболовый, 3 — гиперстеновый плагиогнейс (эндербит); 4 — плагиогнейс; кристаллические сланцы: 5 — двупироксеново-амфиболовый, 6 — эглогитовый (гранат-двупироксеновый). Анализы 1, 2, 3 — по данным Б.С. Левина [7915], 4, 5, 6 — по данным М.Л. Гельмана и М.И. Терехова [1973].

Метаморфические породы Омолонского массива перекрываются терригенно-карбонатными толщами верхнего протерозоя со строматолитами.

Для плагиогнейсов Ауланджинского блока U—Pb изотопным методом по циркону был определен радиологический возраст 3400 млн. лет [Бибинова и др., 1978]. Еще более древние значения получены для гиперстенового и гранат-биотитового гнейсов этого же блока Rb—Sr методом: соответственно 3742 и 4768 млн. лет [Левин, 1975]. Эти датировки свидетельствуют о раннеархейском времени гранулитового метаморфизма пород Омолонского массива.

**Условия метаморфизма.** Метаморфический комплекс Омолонского массива несет следы сложных полиметаморфических преобразований. Породы комплекса интенсивно диафорированы и гранитизированы. Низкотемпературные процессы диафореза, наложившиеся на породы гранулитовой фации наиболее раннего метаморфизма, вероятно, проявились в различные возрастные эпохи.

Б.С. Левин [1975] описал породы амфиболитовой фации и зеленые сланцы — актинолитовые, хлоритовые, двуслюдяные, перемежающиеся с гранулитовыми гнейсами. Эти толщи диафорированных пород он относит к нижнепротерозойскому комплексу, более молодому, чем омолонский гранулитовый комплекс, что представляется необоснованным. Спорадические находки реликтов парагенезисов гранулитовой фации в этих породах подтверждают наличие в пределах Омолонского массива одного глубинного древнего комплекса. О глубинных условиях метаморфизма свидетельствует распространение эклогитовых сланцев с магнезиальными составами минералов (табл. 23) и, в частности, парагенезиса  $Alm_{66,3} + Hyr_{35,7} + Di_{24,1} + Hb_{31,3} + Pl_{75-80} + Bi$  (обр. 2091), которому на диаграмме (см. рис. 10) соответствуют  $P_s = 10$  кбар и  $T = 780^\circ\text{C}$ . Подобные составы имеют и минералы из парагенезисов недосыщенных кремнеземом эклогитовых сланцев Тайгоносского массива [Мишкин и др., 1969], что говорит о сходных условиях метаморфизма пород Омолонского и Тайгоносского массивов. Определения температур по результатам химических анализов минералов из этого парагенезиса (см. табл. 23) дают следующие значения по минеральным парам:  $Am-Gr - 620^\circ\text{C}$ ,  $Am-Hyr - 760^\circ\text{C}$ ,  $Am-Di - 800^\circ\text{C}$ ,  $Hyr-Di - 800^\circ\text{C}$ .

М.Л. Гельманом и М.И. Тереховым [1973] среди высокоглиноземистых бедных Са пород описаны гранат-кордиеритовые мигматизированные гнейсы. В этих гнейсах вокруг зерен граната наблюдаются кордиерит-силлиманитовые каймы более поздней генерации. Кордиерит в этих каймах отличается от раннего кордиерита, образующего самостоятельные столбчатые кристаллы. Отмечается также более позднее развитие биотита с силлиманитом в виде секущих первоначальные структуры прожилков и т.д. Эти наблюдения свидетельствуют о проявлении более позднего этапа метаморфизма биотит-силлиманит-ортоклазовой фации, наложенного на образования ранней, высокотемпературной гранат-кордиерит-ортоклазовой фации. С поздним этапом метаморфизма связаны и процессы гранитизации пород омолонского комплекса.

Т а б л и ц а 23

Химический состав минералов эклогитового сланца Омолонского массива, по М.Л. Гельману и М.И. Терехову [1973], вес. %

Минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO
Гиперстен	48,70	0,09	6,27	6,55	14,35	20,57
Амфибол	44,13	0,93	11,79	4,62	8,82	14,94
Моноклинный пироксен	51,17	0,22	3,27	2,69	5,92	14,73
Гранат	39,37	0,12	21,04	5,45	17,92	6,51

## ТАЙГОНОССКИЙ МАССИВ

Метаморфические породы Тайгоноса образуют разрозненные поля в бассейнах рек Авекова, Чайбуха, Колымак, Парень, на п-ове Верхалам, мысах Чайбуха и Матуга. Наиболее обширное их поле (Авековский блок) расположено в среднем течении р. Авековой. Здесь автором в составе метаморфического авековского комплекса выделено три толщи гнейсов (снизу): а) двупироксеновых; б) гранатовых; в) амфиболовых. Все толщи залегают согласно, с постепенными переходами. Характерной особенностью нижней толщи (мощность 2 км) является распространение двупироксеновых и двупироксен-амфиболовых гнейсов, содержащих отдельные прослои пироксеновых и эклогитовых кристаллических сланцев и мощные прослои гранатовых, гранат-гиперстен-биотитовых и биотит-гранат-силлиманитовых гнейсов.

Средняя толща (15 км) представлена гранатовыми, биотит-гранатовыми, реже — силлиманит-биотит-гранатовыми гнейсами, среди которых отмечаются прослои биотитовых, гранат-гиперстен-биотитовых и графит-биотитовых плагигнейсов и гнейсов.

Верхняя толща (4 км) сложена амфиболовыми и диоксид-амфиболовыми плагигнейсами и амфиболитами. В нижней части разреза толщи присутствуют отдельные прослои биотит-гранатовых и гранатовых гнейсов мощностью 100–200 м, в верхней — маломощные (2–50 м) прослои кальцит-доломитовых мраморов с форстеритом, диоксидом, флогопитом. Предлагаемое трехчленное деление авековского метаморфического комплекса отличается от стратиграфической схемы В.Н. Липатова [Никослаев, 1963], впервые расчленившего его на две серии — пургоносскую и косовскую.

Наиболее распространенными разновидностями пород авековского комплекса являются двупироксеновые, гранатовые, биотит-гранатовые гнейсы, амфиболовые плагигнейсы и амфиболиты. По своим петрохимическим особенностям (табл. 24) эти породы относятся к натрово-магнезиальному, натрово-кальциевому рядам, а также промежуточному между ними натрово-магнезиально-кальциевому ряду. По исходному составу их можно охарактеризовать как граувакки (гранатовые гнейсы), породы смешанного состава — граувакки и монтмориллонитовые глины (биотит-гранатовые,

CaO	MnO	K <sub>2</sub> O	N <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	Сумма
1,62	Не опр.			—	—	—
10,86	0,14	0,48	2,30	0,06	1,40	100,48
20,87	0,09	0,04	0,92	0,02	0,36	100,30
8,54	1,07	0,08	0,30	0,07	Следы	100,47

гранат-биотит-гиперстеновые гнейсы), андезиты (биотит-двупироксеновые, гиперстен-амфиболовые плагиогнейсы), диабазы (эклэгитоподобные гнейсы и амфиболиты). Меньшим распространением пользовались дифференцированные разности богатых глиноземом и бедных Са пород — смешанные глины монтмориллонит-гидрослюдисто-каолинитового состава (гранат-биотит-силлиманитовые гнейсы).

Таким образом, по характеру исходных пород изученная часть разреза тайгоносского комплекса представляет собой вулканогенно-терригенно-осадочную толщу, в которой преобладающую роль играли вулканы среднего состава и граувакки.

Несогласное налегание синийских (рифейских) пород, содержащих известняки с водорослями типа *Collenia*, на глубокометаморфизованные гнейсы, отмеченное в 1956 г. З.А. Абдрахимовым в среднем течении р. Парень, свидетельствует о допозднепротерозойском времени регионального метаморфизма. Имеющиеся данные определений радиологического возраста К-Аг методом — 2,880–2760 млн. лет [Загзурина и др., 1967; Гнибиденко, Быкова, 1969] характеризуют, вероятно, позднеархейский этап метаморфизма, которому предшествовали более древние события истории метаморфизма авековского комплекса.

**Условия метаморфизма.** Метаморфические породы Тайгоносского массива несут следы сложных полиметаморфических преобразований, из которых главными являются региональный метаморфизм, диафторез и контактовые воздействия.

К наиболее раннему этапу относится метаморфизм гранулитовой фации, минеральные парагенезисы которой широко распространены в породах авековского комплекса. Однако позднее эти образования претерпели регрессивный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации. В высокоглиноземистых, бедных Са породах в связи с этим широкое развитие получили парагенезисы биотит-гранат-ортоклазовой субфации и продукты процессов гранитизации. В породах основного состава наблюдаются амфиболитизация и перераспределение компонентов среди минералов гранулитовой фации. Однако в сланцах и гнейсах основного состава местами встречаются неизмененные реликтовые парагенезисы гранулитовой фации. Изученные составы минералов в одном из таких парагенезисов —  $Alm_{63} + Di_{28} + Hb_{37} + Hup + Pl$  (обр. 697) на количественной диаграмме

Т а б л и ц а 24

Средние составы метаморфических пород Тайгоносского массива, вес. %

№ анализа	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
1	50,02	1,15	24,75	1,35	7,86	0,08	3,80	1,95	2,85	4,25
2	64,24	0,77	15,91	1,5	5,28	0,12	2,57	2,65	3,4	2,49
3	67,34	0,86	16,20	0,73	4,22	0,05	1,77	2,50	4,14	1,74
4	59,94	0,98	16,64	1,36	5,81	0,03	2,77	3,84	3,81	3,02
5	43,11	1,17	15,1	2,6	13,82	0,31	8,47	10,65	1,9	0,55
6	57,23	0,89	17,25	0,9	6,14	0,10	4,42	7,08	4,45	1,13
7	43,35	1,15	13,25	2,77	9,12	0,19	10,3	14,42	1,69	1,02
8	58,24	1,12	18,06	2,15	4,47	0,13	3,26	5,02	4,99	1,59

Т а б л и ц а 24 (окончание)

№ анализа	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	П.п.п.	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма	Отношение петрогенных элементов, ат. кол.			
						Na/K	Ca/Mg	Fe/(Ca+Mg)	Al/(Na+K+Ca+Mg)
1	—	0,10	1,35	0,22	99,73	1,0	0,4	1,0	1,55
2	0,18	0,28	0,81	0,04	100,24	2,0	0,7	0,8	1,13
3	—	0,20	0,19	0,05	99,99	3,6	1,0	0,8	1,23
4	0,04	0,18	1,17	0,11	99,70	1,9	1,0	0,7	1,00
5	—	0,23	1,63	0,24	99,78	5,6	0,9	0,6	0,63
6	0,63	0,17	—	0,32	100,71	5,8	1,2	0,4	0,84
7	—	0,17	2,0	0,34	99,77	2,5	1,0	0,3	0,44
8	—	0,32	0,55	0,08	99,98	4,8	1,1	0,5	0,97

П р и м е ч а н и е. Гнейсы: 1 — гранат-биотит-силлиманитовый, 2 — биотит-гранатовый, 3 — гранатовый, 4 — гранат-биотит-гиперстеновый, 5 — эклогитовый (гранат-двупироксеновый), 6 — биотит-двупироксеновый; 7 — амфиболит; 8 — гиперстен-амфиболовый плаггиогнейс (эндербит). Средние составы пород вычислены по данным М.А. Мишкина и соавторов [1969] и И.Л. Жулановой [1974].

(см. рис. 10) соответствуют  $T = 780^{\circ}\text{C}$  и  $P_s \approx 10$  кбар. Эти значения характеризуют, вероятно, условия наиболее раннего этапа метаморфизма.

Более позднему, регрессивному метаморфизму, судя по составам минералов в парагенезисе  $Gr_{61} + Bi_{35} + Sill + Pl_{28-32} + Or + Q$  на диаграмме (см. рис. 9), соответствуют  $T = 770^{\circ}\text{C}$ ,  $P_s = 8,5$  кбар. Термодинамические условия метаморфизма по минеральным термометрам и барометрам составляют:  $T = 640-770^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 7$  кбар. (табл. 25, 26, 27). Эти данные, вероятно, характеризуют регрессивный этап метаморфизма. Более низкотемпературные процессы диафтореза протекали в породах метаморфического комплекса как в домезозойское, так и в мезозойское время. На их проявление в домезозое указывают гальки диафторитов, наблюдавшиеся автором в конгломератах пермско-триасовой толщи (среднее течение р. Инчик, в 2 км выше устья р. Угрюмого). Эти диафторические изменения пород, вероятно, связаны с тектоническими движениями, захватившими в палеозое консолидированную древнюю структуру п-ова Тайгонос во время становления соседней, Корякско-Камчатской геосинклинальной зоны. Можно предполагать, что процессы диафтореза имели место и в мезокайнозойское время в связи с тектонической активностью региона, сопровождавшей заложение Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Широкая (5–8 км) полоса диафторитов северо-восточного простирания (верховья р. Авековой, среднее течение рек Инчик и Пылгин) приурочена к зоне сочленения древних пород Авековского блока с пермско-триасовыми образованиями Тайгоносского синклиория. Крупные разрывные нарушения этой зоны сопровождаются интрузиями поздне меловых гранитоидов. Распространенные здесь кварц-серицитовые, серицит-хлоритовые, хлорит-актинолитовые и другие сланцы, содержащие местами реликты высокотемпературных минералов (гранат, гиперстен, диопсид), образовались за счет глубокометаморфизованных архейских пород авековского комплекса.

Подобные диафториты встречаются и в других местах Тайгоносского массива (мысы Чайбуха, Матугин и т.д.).

Контактовый метаморфизм связан с внедрениями поздне меловых гранитоидов. Контактному воздействию гранитоидов подверглись регионально-метаморфизованные породы гранулитовой фации, что выразилось в их перекристаллизации, в замещении граната и гиперстена в гнейсах новообразованным мелкопластинчатым биотитом, вплоть до полных псевдоморфоз (ручьи Гранитный, Горелый и др.) и т.д.

Проявлениями более поздних процессов диафтореза и контактового метаморфизма в значительной степени затушеван глубинный характер древних пород Тайгоносского массива. Это дало основание Р.И. Якушеву [1948], Г.С. Гнибиденко и Т.Г. Быковой [1969] считать метаморфический комплекс Тайгоносского массива палеозойско-мезозойским по аналогии с контактово-метаморфическими образованиями соседнего Тайконосского синклиория. Автору представляется также неоправданным и выделение В.Н. Липатовым [Николаев, 1963] самостоятельного протерозойского верхнепылгинского комплекса. В этот комплекс им были включены контактово-метаморфизованные образования палеозоя и диафториты архея авековского блока.

Т а б л и ц а 25

Химический состав минералов из бедных Са гнейсов авековского комплекса, вес. %

№ анализа	№ обр.	Минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
1	711-А	Cr	40,23	0,31	21,70	5,41	19,90	0,33
2		Bi	5,68	5,40	18,37	0,45	12,64	0,09
3	691-Г	Cr	41,30	0,35	19,94	4,30	23,78	0,13
4		Bi	34,58	4,00	17,66	1,90	17,08	0,10

Примечание. Парагенезисы: обр. 711-А -  $Alm_{6,1} + Bi_{3,5} + Sill + Pl_{2,8-3,2} + Q$ ;  
обр. 691-Г -  $Alm_{7,6} + Bi_{5,2} + Hup_{4,8} + Pl_{4,7} + Or + Q + Mt$ .

Т а б л и ц а 26

Химический состав минералов эклогитовых сланцев п-ова Тайгонос, вес. %

№ анализа	№ обр.	Минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
1	741-Б	Gr	40,00	0,33	20,13	4,00	23,06	1,02
2	741-Б	Hyp	49,01	0,62	2,81	3,38	25,32	0,78
3	741-Б	Hb	39,56	2,13	12,64	6,28	15,92	0,26
4	В-563	Gr	39,20	0,25	20,34	7,26	18,32	0,75
5	В-563	Cpx	50,16	0,45	4,03	1,89	10,74	0,21
6	В-563	Hb	43,12	2,75	12,59	2,22	13,25	0,16
7	697	Gr	39,67	0,25	21,48	4,35	18,61	0,53
8	697	Cpx	50,25	0,45	3,57	2,27	7,87	0,27
9	697	Hb	43,28	2,50	11,41	0,24	12,72	0,22
10	827	Gr	37,76	1,70	19,36	0,96	20,91	0,84
11	827	Cpx	47,05	1,75	6,31	3,26	10,60	0,12

Примечание. Парагенезисы: Обр. 741-Б -  $Alm_{7,6,8} + Hyp_{5,7,4} + Hb_{5,9,9} + Pl_{4,7} + Di_{4,8} + Mu$ ; обр. В-563 -  $Alm_{7,5,4} + Hb_{4,3,8} + Di_{3,7,5} + Pl_{4,8} + Mu$ ; обр. 697 -  $Alm_{6,2,9} + Di_{2,8,4} + Hb_{3,6,6} + Hyp + Pl$ ; обр. 827  $Alm_{6,9,2} + Di_{4,1,1} + Hyp_{5,3} + Pl_{3,2} + Mu$ .

Т а б л и ц а 27

Термобарические условия метаморфизма пород Тайгоносского массива по минеральным термометрам и барометрам

№ обр.	Парагенезис	Термометр		
		Gr-Bi		T°С
		f		
		Gr	Bi	
711-а	$Alm_{6,0,8} + Bi_{3,5} + Sill + Pl_{2,8-3,2} + Q$	60,8	35	720
691-г	$Alm_{7,5,6} + Bi_{5,2,1} + Hyp + Pl_{4,7} + Or + Q + Mt$	75,6	52,1	700
741-б	$Alm_{7,6,8} + Hyp_{5,7,4} + Hb_{5,9,9} + Pl_{4,7} + Di_{4,8} + Mt$	-	-	-
В-563	$Alm_{7,5,4} + Hb_{4,3,8} + Di_{3,7,5} + Pl_{4,8} + Mt$	-	-	-
697	$Alm_{6,2,9} + Di_{2,8,4} + Hb_{3,6,6} + Hyp + Pl$	-	-	-

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	Сумма
8,94	1,75	—	—	0,12	0,69	0,09	—	99,47
13,71	1,08	0,53	9,77	—	1,99	—	0,56	100,27
5,02	3,92	—	—	—	0,48	0,17	—	99,57
9,67	1,12	0,25	10,90	0,11	2,20	—	—	99,57

Химики-аналитики: Е.А. Лаговская (1,4), Ж.А. Макарова (2), Н.М. Шурова (3)

MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма
4,47	6,51	—	—	—	0,58	0,07	100,17
11,82	4,81	0,30	0,12	0,30	0,77	0,01	100,05
8,06	11,28	0,86	0,83	0,06	1,81	—	99,69
4,56	9,17	—	—	—	0,10	0,03	99,98
11,63	18,78	0,25	0,04	0,30	1,09	0,02	99,59
10,97	11,02	1,25	0,50	0,00	1,78	0,04	99,65
7,46	6,44	—	—	0,25	0,60	—	99,64
14,05	19,55	0,28	0,05	0,55	0,85	0,01	100,02
12,47	10,49	3,89	1,45	0,18	1,23	—	100,08
5,37	11,66	0,49	0,19	—	0,55	—	99,79
10,93	18,02	0,72	0,05	0,48	0,52	0,08	99,89

Аналитики: Е.А. Лаговская (1, 2, 5, 8), Н.М. Шурова (3), Ж.А. Макарова (9, 10).

Термометр						Gr-Нур барометр			
Gr-Hb			Hb-Di			f		K <sub>D</sub> <sup>Mg</sup>	P <sub>кбар</sub>
f		T° C	f		T° C	Gr	Нур		
Gr	Hb		Hb	Di					
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
76,8	59,9	750	—	—	—	76,8	57,4	0,4	7,0
75,4	43,8	640	75,4	37,5	700	—	—	—	—
62,9	36,6	690	62,9	28,4	770	—	—	—	—

## МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ МОНГОЛО-ОХОТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Монголо-Охотская складчатая область разделяет две крупнейшие структуры востока Азии. Эта область была тектонически активной в течение длительного времени. М.С. Нагибина [1963], например, в развитии и становлении Монголо-Охотской складчатой области выделяет байкальскую, каледонскую, варисийскую и раннемезозойскую эпохи складчатости. Л.И. Красный [1958] считает, что Монголо-Охотский подвижный пояс представлял собой полициклически развивающуюся геосинклинальную область с байкальским, ранневарисийским и раннемезозойским этапами тектогенеза.

Однако если рассматривать Монголо-Охотский пояс как сложную структуру полициклического развития, то к сооружениям этого пояса следует относить нижнепротерозойские складчатые образования, распространившиеся между Сибирской и Северо-Китайской платформами. Фундаментом Монголо-Охотского пояса служили в основном, вероятно, позднеархейские консолидированные структуры, наращивавшие ядра раннеархейских платформ. Верхнеархейские образования, по нашим представлениям, "спаяли" ядра древних платформ, впервые превратив их в единое сооружение. Последующий, раннепротерозойский тектогенез большей частью носил деструктивный характер, хотя и не исключено, что часть раннепротерозойских структур закладывалась на симатическом основании, наращивая таким образом земную кору континента за счет ложа пра-Океана. К таким структурным, вероятно, относится массив Хида о-ва Хонсю Японии. В соответствии с намечаемыми этапами тектогенеза в пределах Монголо-Охотского подвижного пояса выделяются метаморфические процессы раннепротерозойского, позднепротерозойского (точнее позднепротерозойско-раннепалеозойского), позднепалеозойского и мезозойского возраста. Из них наиболее интенсивными являются процессы регионального метаморфизма в раннем и позднем протерозое. Позднепалеозойский этап тектогенеза характеризовался слабым метаморфизмом цеолитовой и зеленосланцевой фаций в зонах проявления интенсивных пликтивных дислокаций, а также локальным плутоническим метаморфизмом с образованием так называемых сланцевых куполов.

Для мезозойского этапа развития Монголо-Охотского пояса характерен локальный метаморфизм сланцевых куполов и контактового типа. Проявления этого метаморфизма местами наложились на более древние метаморфические комплексы, обусловив их полиметаморфическую природу. Подобные явления для Монголо-Охотского пояса описаны С.М. Синецей [1963], Л.В. Эйришем [1972], В.А. Глебовицким [1973] и др.

В этой главе автор монографии останавливается лишь на проявлениях регионального метаморфизма в структурах Монголо-Охотского подвижного пояса. В восточной части Монголо-Охотского пояса наиболее древние — нижнепротерозойские и верхнепротерозойские метаморфические образования выходят на поверхности в пределах так называемых срединных массивов — Ханкайского, Буреинского, Кентейского, Фэншуйлин-

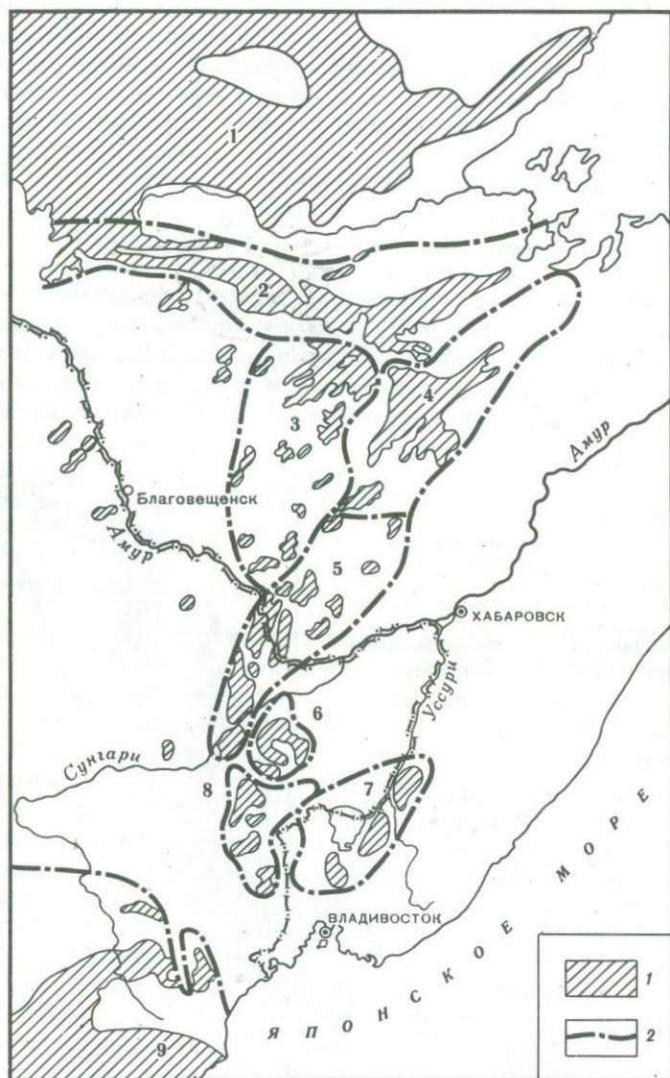


Рис. 20. Схема распространения метаморфических комплексов во внешней зоне Тихоокеанского подвижного пояса между Алдано-Становым и Сино-Корейским щитами

1 — выходы метаморфических пород; 2 — границы тектонических структур. Цифры на схеме: 1 — Алдано-Становой щит; 2 — Джагдинская зона; 3—8 — массивы: 3 — Буреинский, 4 — Дуссе-Алинский, 5 — Малохинганский, 6 — Фэншуйлинский, 7 — Ханкайский, 8 — Кэнтэйский; 9 — Сино-Корейский щит

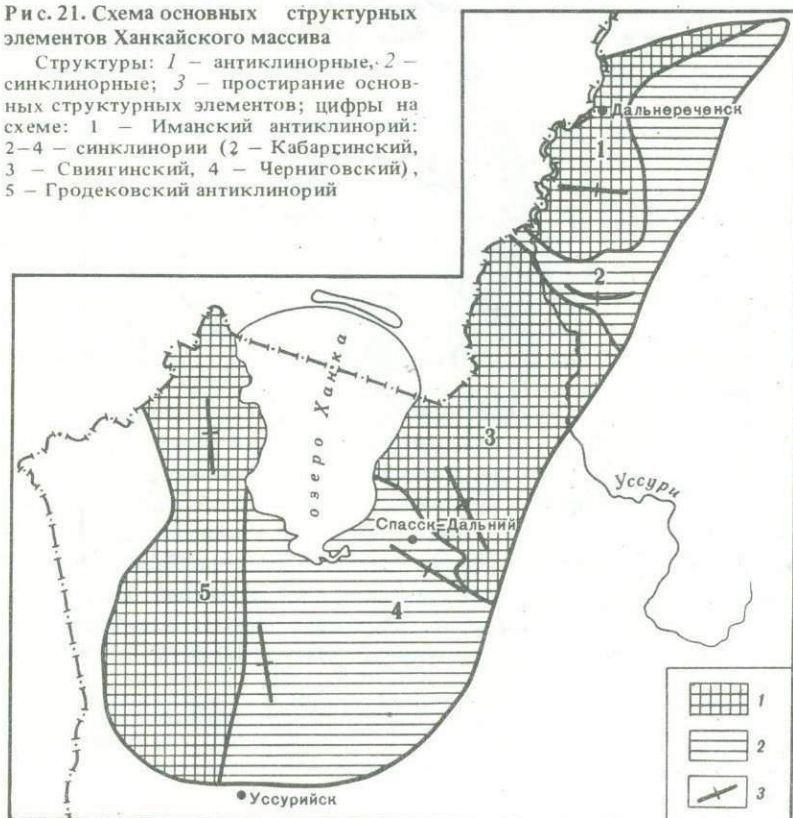
ского, Малохинганского и др. (рис. 20). По представлениям автора, формирование этих массивов произошло позднее консолидации Алданского и Сино-Корейского щитов и представляло собой дальнейшее наращивание коры континентального типа. По времени эти события, судя по радиологическим датировкам, вероятно, совпадали с формированием на Алданском щите раннепротерозойских метаморфических комплексов в платформенных впадинах типа Субганской. Однако термодинамические условия метаморфизма в это время в пределах Алданского щита и нынешней восточной части территории Монголо-Охотского пояса были несколько различны [Мишкин, 1969; Ромашкин, 1977].

### ХАНКАЙСКИЙ МАССИВ

Метаморфические толщи Ханкайского массива выступают на поверхность в виде полосы шириной 40–60 км, протягивающейся почти на 180 км в северо-восточном направлении от бассейна р. Спасовки до правобережья р. Маревки. На юге Приморья, на побережье Японского моря среди палеозойских интрузивов гранитоидов и габбро присутствуют

Рис. 21. Схема основных структурных элементов Ханкайского массива

Структуры: 1 – антиклинорий, 2 – синклинорий; 3 – простираение основных структурных элементов; цифры на схеме: 1 – Иманский антиклинорий; 2–4 – синклинории (2 – Кабардинский, 3 – Свиягинский, 4 – Черниговский), 5 – Гродековский антиклинорий



блоки и ксенолиты регионально метаморфизованных пород, сопоставляемые с метаморфическими толщами Ханкайского массива [Мишкин и др., 1970]. Это позволяет предполагать, что по крайней мере с конца раннего палеозоя существовал единый кристаллический массив, охватывавший западную часть современной территории Приморья. Поздние краевые части этого массива были вовлечены в тектонические движения заложившейся восточнее Сихоте-Алинской мезозойской геосинклинали.

В настоящее время среди докембрийских метаморфических толщ Ханкайского массива выделяются два метаморфических комплекса: нижнепротерозойский и верхнепротерозойский. Эти комплексы соответствуют двум этапам метаморфизма. Ранний этап проявился в конце раннего протерозоя, о чем свидетельствуют имеющиеся радиологические датировки по метаморфическим породам (1650 млн. лет, K-Ar метод [Геология СССР, 1969]; 1517 млн. лет, Rb-Sr метод [Леликов и др., 1977]).

Более поздний метаморфизм относится к концу позднего протерозоя (748 млн. лет, Rb-Sr метод [Леликов и др., 1977]). Нижнепротерозойские образования слагают крупнейшие антиклинорные структуры, выделенные Н.А. Беляевским и Ю.Я. Громовым (с севера на юг): Иманскую, Свягинскую. Верхнепротерозойский комплекс распространен в Кабаргинском и Черниговском синклиналиях (рис. 21).

### Нижнепротерозойский комплекс

Метаморфические образования нижнепротерозойского комплекса представлены иманской и уссурийской сериями [Мишкин, 1969].

В составе иманской серии, распространенной лишь в северной части Ханкайского массива, выделяются (снизу вверх) ружинская и матвеевская свиты. Ружинская свита сложена преимущественно мраморами, которые обнажаются в ядрах антиклинальных структур (пос. Филино, Матвеевка, Тамга, Глазовка, Ружино и др). Среди мраморов преобладают диопсид-кальцитовые разности. Форстерит-кальцитовые, кальцит-доломитовые и кальцитовые мраморы имеют подчиненное значение. Мощность изученной части разреза ружинской свиты более 1 км.

Для матвеевской свиты характерно широкое развитие высокоглиноземистых и магнезиальных сланцев, гнейсов и различных кварцитов, которые, переслаиваясь, образуют пачки мощностью до нескольких сотен метров. Среди высокоглиноземистых сланцев и гнейсов распространены силлиманит-кордиеритовые, силлиманит-кордиерит-гранатовые, силлиманит, гранатовые, кордиерит-биотит-гранатовые, кордиерит-биотитовые, биотит-гранатовые, гранат-кордиерит-жедритовые разности. В пачках высокоглиноземистых гнейсов распространены маломощные горизонты и линзы гиперстен-магнетитовых и фаялитовых кварцитов и эвлизитов. В тесной ассоциации с высокоглиноземистыми сланцами и кварцитами находятся гиперстенные плагиогнейсы (эндербиты), образующие прослой мощностью до 100—200 м. Мощность свиты 3—3,2 км.

В составе уссурийской серии выделяются (снизу вверх) тургеневская, нахимовская и татьяновская свиты.

Таблица 28

Вещественный состав метаморфических комплексов Ханкайского массива

Комплекс	Серия	Основные разновидности пород, их количество в разрезе, %	Первичный состав
Нижнепротерозойский	Иманская	Биотит-силлиманитовые сланцы и гнейсы, 58	Гидрослюдисто-монтмориллонитовые и каолини- товые глины
		Мраморы, 32	Кремнисто-глинистые до- ломит-кальцитовые из- вестняки
		Диопсидовые гнейсы, 2	Известково-доломитис- тые глины и песчаники
	Уссурий- ская	Прочие породы, 8	
Биотитовые гнейсы, 58 Биотитовые сланцы, 29		Граувакки Монтмориллонитовые глины	
Верхнепротерозойский	Спасская	Диопсидовые сланцы, 13	Известково-доломитис- тые глины и песчаники
		Мусковитовые слан- цы, 30	Монтмориллонитовые глины
		Графитисто-мусковито- вые сланцы, 39 Филлиты, 31	То же  Гидрослюдисто-монтмо- риллонитовые глины

Тургеневская свита представлена в основном биотитовыми сланцами и гнейсами. Мощность свиты около 4 км.

Нахимовская свита сложена биотитовыми, амфибол-биотитовыми сланцами и гнейсами с маломощными прослоями амфиболитов и мраморов. Мощность свиты около 1 км.

Татьяновская свита состоит в основном из переслаивающихся биотитовых и диопсидовых сланцев. Средняя часть разреза свиты графитоносна. Мощность свиты 2 км. Распространение основных разновидностей пород в разрезе нижнепротерозойского комплекса и интерпретация их первичного состава приведены в табл. 28. Результаты химических анализов пород (табл. 29) соответствующие более чем половине его разреза, — биотит-силлиманитовые; биотитовые сланцы и гнейсы относятся к калиево-магнезиально-железистому петрохимическому ряду. Весьма характерно, что по соотношению щелочных металлов к калиевому ряду относятся и породы, богатые Са — мраморы и диопсидовые гнейсы, что, вероятно, является особенностью первичных терригенно-карбонатных формаций миогеосинклинального типа.

**Условия метаморфизма.** Метаморфические образования нижнепротерозойского комплекса относятся к двум температурным фациям — гранат-кордиеритовой и ортоклаз-биотит-силлиманитовой. Наибольшим распространением пользуются образования биотит-силлиманит-ортоклазовой фации, тогда как минеральные ассоциации, отвечающие гранат-кордье-

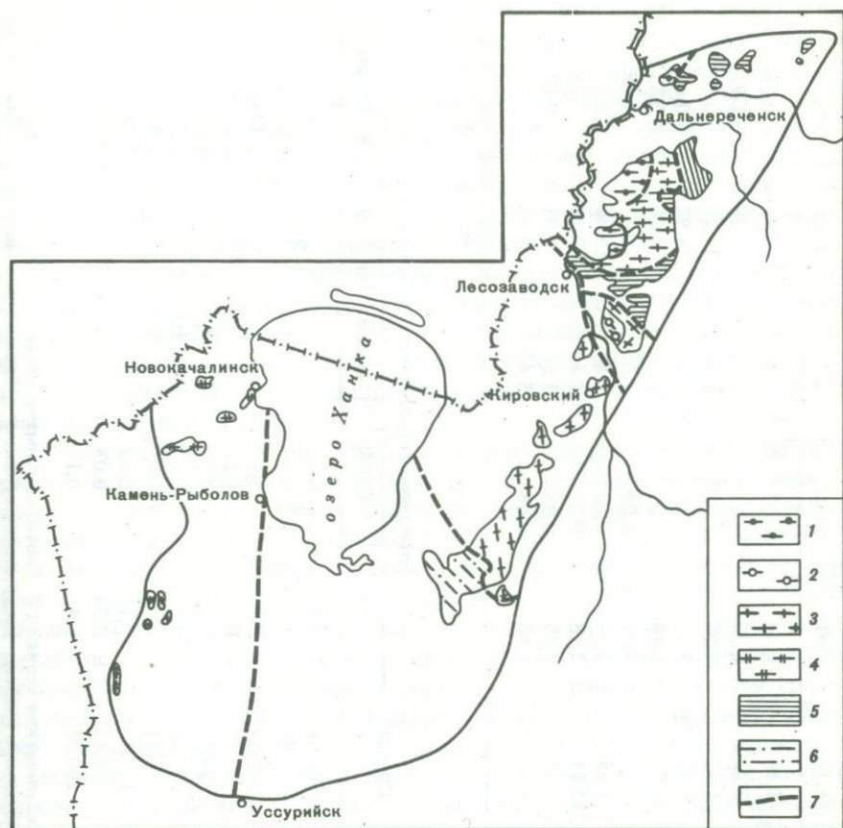


Рис. 22. Схема размещения метаморфических фаций докембрия Ханкайского массива

Метаморфические фации, нижнепротерозойские образования: 1—2 — гранат-кордиеритовая (1 — в пределах Иманского антиклинория, 2 — в пределах Свягинского антиклинория), 3—4 — биотит-силлиманит-ортоклазовая (3 — в Иманском и Свягинском антиклинориях, 4 — в Гродековском антиклинории), 5—6 — кварц-мусковитовая и кварц-хлоритовая нерасчлененные (5 — в Кабаргинском синклинории, 6 — в Черниговском синклинории); 7 — границы метаморфических фаций

ритовой фации, образуют отдельные изометричные ореолы размером 10—12 км в поперечнике (районы сел Иннокентьевки, Ружино, Матвеевки, рис. 22). Гранат-кордиеритовая фация на Ханкийском массиве представлена только своей наиболее низкотемпературной субфацией — гранат-кордиерит-ортоклазовой. Парагенезисы гранат-кордиеритовой (обр. 58, 73, 49, 81, К-4) и ортоклаз-биотит-силлиманитовой (обр. 15, 22, 23, 24, 46, 47, 71) фаций из высокоглиноземистых, бедных Са пород представлены в табл. 30.

Карбонатные породы нижнепротерозойского комплекса слагают основную часть разреза ружинской свиты, залегающей в основании иманской серии.

Таблица 29

Химический состав пород метаморфических комплексов Ханкайского массива, вес. %

№ анализа	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O
1	55,40	1,27	25,28	4,46	6,31	0,07	1,95	0,51	0,24
2	60,54	1,08	17,38	2,72	6,35	0,11	2,32	1,37	1,93
3	24,17	0,31	5,19	1,78	0,90	0,027	5,62	34,23	0,72
4	56,14	0,87	16,92	2,47	5,41	0,14	2,08	11,97	0,66
5	70,82	0,17	13,86	1,56	1,48	0,01	0,58	0,66	2,33
6	61,75	0,96	19,05	1,54	5,91	0,08	2,05	0,61	0,75
7	50,74	0,71	9,71	1,65	3,74	0,10	4,87	15,86	1,37
8	55,81	1,27	15,56	12,43	2,28	0,23	2,43	0,11	0,28
9	62,14	0,91	18,83	4,43	2,49	0,03	1,56	0,08	0,13
10	56,44	1,51	19,12	6,60	2,68	0,08	3,43	0,53	1,04

Таблица 29 (окончание)

№ анализа	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	Сумма	Отношение петрогенных элементов, ат. кол.			
					Na/K	Ca/Mg	Fe/(Ca+Mg)	Al/(Na+K+Ca+Mg)
1	2,74	0,27	1,82	100,30	0,1	0,2	2,5	3,89
2	3,70	0,05	1,94	99,49	0,8	0,4	1,5	1,55
3	1,45	0,006	25,39	100,53	0,7	4,4	0,05	0,13
4	1,80	0,12	1,53	99,97	0,6	4,2	0,4	1,02
5	7,34	0,06	0,96	99,83	0,5	0,9	1,5	1,07
6	4,06	0,13	2,16	99,50	0,3	0,2	1,6	2,17
7	2,94	0,17	7,83	99,71	0,7	2,4	0,2	0,37
8	5,43	0,17	4,53	100,53	0,1	0,03	3,1	1,64
9	4,52	0,02	4,67	99,81	0,04	0,03	2,3	2,65
10	4,05	0,09	4,93	100,05	0,4	0,1	1,3	1,76

Примечание. Нижнепротерозойский комплекс, иманская серия: 1 — биотит-силлиманитовые сланцы, 2 — гранат-кордиерит-биотит-силлиманитовые гнейсы, 3 — мраморы, 4 — диопсидовые гнейсы; уссурийская серия: 5 — биотитовые гнейсы, 6 — биотитовые сланцы, 7 — диопсидовые сланцы. Верхнепротерозойский комплекс, спасская серия: 8 — мусковитовые сланцы, 9 — графитисто-мусковитовые сланцы, 10 — филлиты.

По парагенезисам минералов мраморы иманской серии делятся на две группы, относящиеся к различным температурным ступеням, — волластонитосодержащие мраморы (волластонитовая ступень) и безволластонитовые мраморы (кальцит-форстеритовая ступень) (см. табл. 30).

Волластонитовые мраморы представляют собой наиболее высоко-температурную фацию метаморфизма карбонатных пород. Они наблюдаются в карьерах пос. Филюно, Пантелеймоновки, Тамги, к северо-востоку от станции Филаретовки и других местах. Типичным парагенезисом волластонитовых мраморов являются  $Cc + Wol + Di$ .

Другим возможным парагенезисом с участием волластонита является  $Wol + Di + Q$ , где кальцит — запрещенный минерал. Этот парагенезис наблюдается в околоскарновых породах, развивающихся в зонах контакта кальцитового мрамора с жилами аляскитовых и пегматоидных гранитов. Непременным минералом околоскарновых пород является плагиоклаз, а местами и скаполит.

В полиминеральных парагенезисах пород, соответствующих на диаграмме метаморфических фаций (см. рис. 9) моновариантному равновесию  $Bi + Sill + Q = Alm + Cor + Or$ , состав граната соответствует железистости 89% в обр. 58 и 81% в обр. 73 (табл. 31). Этим составом граната на диаграмме (см. рис. 9) отвечают соответственно следующие условия температуры и давления:  $P_s = 4,4$  кбар,  $T = 670^\circ C$  и  $P_s = 5,8$  кбар,  $T = 690^\circ C$ . Таким образом, средняя величина давления при метаморфизме пород нижнепротерозойского комплекса составляет около 5 кбар. Температуры метаморфизма в области гранат-кордиеритовой фации были выше средней величины ( $680^\circ C$ ), а в области ортоклаз-биотит-силлиманитовой фации — ниже ее. Кроме того, оценки температуры минеральных равновесий в метаморфических породах Ханкайского массива осуществлялись на основе диаграмм фазового соответствия — минералогических термометров: биотит-гранатового, кордиерит-гранатового [Перчук, 1970; Perchuk, 1977] (табл. 32.). Значения температур метаморфизма для парагенезисов ортоклаз-биотит-силлиманитовой фации лежат в интервале  $570-650^\circ C$ , а гранат-кордиеритовой — в интервале  $610-675^\circ C$ .

В табл. 32 с оценками температуры приведены приближенные значения давления, установленные по кордиерит-гранат-силлиманит-кварцевому равновесию. Они варьируют в пределах 3,1–5 кбар. Среднее значение давления составляет 4 кбара. Это значение можно проверить независимыми расчетами с помощью равновесия  $Gross + Q = Wol + An$ . Этот парагенезис наблюдается в мраморах ружинской свиты, в пределах ореола гранат-кордиеритовой фации. Для расчета примем максимальную температуру для этой фации, определенную по минеральным геотермометрам,  $675^\circ C$ . Используя термодинамические данные [Robie, Waldbaum, 1968], рассчитаем равновесие  $Ca_3Al_2Si_3O_{12} + SiO_2 = 2CaSiO_3 + CaAl_2Si_2O_8$ :

$$\Delta Z_T^0 + RT \ln \frac{a_{An}^{Pl}}{a_{Cros}^{Cr}} + P_s \Delta V_s = 0,$$

где  $a_i = \gamma_i x_i$  — активность компонента  $i$ , а  $\gamma_i$  — коэффициент его активности. В соответствии с химическими анализами минералов (см. табл. 31) в гранате и в плагиоклазе рассчитаны  $X_{An}^{Pl} = 0,95$  и  $X_{Cros}^{Gr} = 0,97$ .

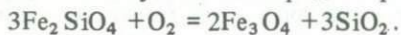
№ обр.	Парагенезис	Анализируемые минералы
Алюмосиликатные породы		
15	$Bi + Cor + Gr + Q + Sill$	<i>Bi, Cor, Gr</i>
22	$Bi + Cor + Gr + Q + Pl + (Chl + Cor)$	<i>Bi, Cor, Gr</i>
23	$Bi + Cor + Gr + Q + Sill$	<i>Bi, Cor, Gr</i>
24	$Bi + Cor + Gr + Q + Sill + Pl$	<i>Bi, Cor, Gr</i>
25	$Bi + Cor + Gr + Q + Sill + Pl$	<i>Bi, Cor</i>
39	$Ol + Gr + Opx + Q + Mt + Bi$	<i>Gr, Opx, Ol, Bi</i>
46	$Bi + Gr + Q + Cor + Sill + (Chl + Cor)$	<i>Bi, Cr, Cor</i>
47	$Bi + Gr + Cor + Q + Sill$	<i>Bi, Gr, Cor</i>
58	$Bi + Gr + Cor + Q + Sill + Kfs + Pl + Ilm$	<i>Bi, Gr, Cor</i>
71	$Bi + Gr + Cor + Q + Sill + Pl$	<i>Bi, Gr, Cor</i>
73	$Bi + Gr + Cor + Q + Sill + Kfs + Pl + Ilm$	<i>Bi, Gr, Cor</i>
81	$Bi + Gr + Sp + Q + Pl + Kfs$	<i>Bi, Gr, Sp</i>
49	$Bi + Gr + Cor + Q + Or + Pl$	<i>Bi, Gr, Cor</i>
K-4	$Gr + Cor + Sill + Pl + Q + Kfs$	<i>Bi, Gr</i>
Карбонатно-силикатные породы		
52a	$Pl + Wol + Gros + Sph$	<i>Pl, Cc, Gros</i>
52b	$Q + Cc + Wol + Gros + Pl + Sc + Cpx$	<i>Pl, Sc</i>
78	$Pl + Sc + Cpx + Wol + Am + Sph + Bi$	<i>Pl, Sc, Cpx</i>

Полагая, что при найденных составах *Pl* и *Gr* твердые растворы этих минералов близки к идеальным (или же что соотношение коэффициентов активностей близко к единице), находим величину  $P_s$ :

$$P_s = \frac{\Delta Z_T^0 + PT \ln(X_{An}^{Pl} / X_{Gros}^{Gr})}{V_s} = - \frac{-4285 - 1,987 \cdot 950 \cdot 0,02}{0,7807} = 5440 \text{ бар.}$$

Отсюда можно полагать, что давление при метаморфизме нижнепротерозойского комплекса Ханкайского массива соответствовало примерно 5 кбар. Расчет флюидного режима проведем для условий ортоклаз-биотит-силлиманитовой фации, преобладающей в Ханкайском массиве. Термобарические параметры метаморфизма для этой фации в соответствии с приведенными расчетами и данными табл. 32 составляют  $P_s \approx 5$  кбар,  $T = 625^\circ\text{C}$ .

**Летучесть кислорода.** Эвлизиты, залегающие в иманской серии Ханкайского массива, сложены весьма информативными парагенезисами (см. табл. 30, обр. 39). Используя константы минералов (табл. 33) можно рассчитать летучесть кислорода в приложении к реакции:



Без особой погрешности можно принять твердый раствор оливина за

идеальный. Тогда расчетная формула будет иметь такой вид:

$$- \ln f_{O_2} = \frac{\Delta Z_T^0 + 6RT \ln \frac{1}{X_{Fe}^{O_1}} + \Delta V_s P_s}{RT} =$$

$$= \frac{-85613,63 + 6 \cdot 1,987 \cdot 900 \ln \frac{1}{0,867} + 0,429 \cdot 5000}{1,987 \cdot 900} = -44,107.$$

Отсюда находим  $f_{O_2}^{fl} = 10^{-19}$  бар.

**Летучесть воды.** В породах нижнепротерозойского комплекса широко распространена ассоциация  $Bi + Sill + Q + Gr + Fsp$ . Средний состав биотита из этих парагенезисов соответствует кристаллохимической формуле  $KFe_{1,176}Mg_{0,824}Al_{1,8}Si_{2,9}O_{10}(OH)_2$ . Мольная доля пирропа в гранате  $X_{Mg}^{Gr} = 0,136$ . Исходя из этих составов, можно записать минимальную реакцию и на ее основе вычислить  $\ln f_{H_2O}$ :

$$Bi_{Fe} + 0,267 Sill + 1,833 Q = 0,667 Gr_{Fe} + Mic + H_2O,$$

$$- (\Delta Z_T^0 + 2RT \ln \frac{a_{Fe}^{Gr}}{a_{Fe}^{Bi}} + \Delta V_s P_s)$$

$$\ln f_{H_2O} = \frac{}{RT}$$

В табл. 33 константы железистого биотита соответствуют глиноземистости  $X_{Al}^{Bi} = 0,265$ . К этой величине очень близка глиноземистость ханкайского биотита с  $X_{Mg}^{Bi} = 0,412$  и  $X_{Al}^{Bi} = 0,2686$ . Активность железистого компонента в биотите равна 0,595 (вычислено из диаграммы фазового соответствия  $Bi + Gr$  при  $625^\circ C$  [Перчук, 1970]), а  $V_{Bi}^{Fe} = 3,762$  кал/бар (при  $X_{Mg} = 0,412$  мы использовали уравнение  $V^{Fe} = V^{0Fe} + V_{Fe}^e$ , где  $V_{Mg}^e = 0,487 X_{Mg}^{Bi} (1 - X_{Mg}^{Bi})$  [Перчук, 1970]. Принимая, что гранат — идеальный твердый раствор,  $a_{Fe}^{Gr} = X_{Fe}^{Gr}$ . Используя константы (см. табл. 33), находим

$$f_{H_2O}^{fl} = \exp \left( - \frac{11146 + 1331 + 3191}{1,987 \cdot 898} \right) = 1481 \text{ бар.}$$

При  $P = 5000$  бар и  $T \approx 625^\circ C$  коэффициент фугитивности равен 0,637.

При  $f_{H_2O}^{fl} = 1481$  бар и найденном  $\gamma_{H_2O}^{fl} = 0,637$  получаем  $P_{H_2O}^{fl} = 2325$  бар.

**Летучесть углекислоты** оценивалась по устойчивой ассоциации  $Cal + Wol + Qz$  в карбонатно-силикатных породах:



$$f_{CO_2} = \exp - \left[ \frac{Z_T^0 + \Delta V_s P_s}{RT} \right].$$

Таблица 31

Анализы сосуществующих минералов из образцов пород Ханкайского массива, выполненные на микрозонде "JXA-5A", вес. %

№ образца	Минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
23	<i>Gr</i>	38,616	0,005	19,787	36,215	2,901	1,123	1,420	0,010	0,012	100,09
	<i>Cor</i>	47,439	0,006	30,606	8,804	5,790	0,136	0,003	0,113	0,045	92,94
	<i>Bi</i>	35,252	3,310	17,680	19,265	6,583	0,121	0,003	0,118	10,053	92,39
22	<i>Gr</i>	36,532	0,331	20,271	33,722	3,792	0,921	1,310	0,001	0,001	96,88
	<i>Cor</i>	47,111	0,236	32,126	8,596	7,984	0,094	0,003	0,001	0,001	96,15
	<i>Bi</i>	35,451	3,131	18,401	17,203	10,971	0,029	0,003	0,0983	9,765	95,052
15	<i>Gr</i>	35,992	0,006	19,503	35,974	3,453	1,431	1,839	0,001	0,012	97,211
	<i>Cor</i>	47,539	0,006	33,431	9,273	7,324	0,175	0,003	0,0004	0,001	97,75
	<i>Bi</i>	33,731	3,131	18,321	19,932	5,731	0,161	0,003	0,196	9,332	90,54
46	<i>Gr</i>	36,075	0,039	20,029	35,444	3,222	0,670	1,018	0,000	0,001	96,498
	<i>Cor</i>	45,083	0,006	30,129	4,458	3,028	0,051	0,003	0,000	0,0012	82,759
	<i>Bi</i>	33,934	3,550	17,816	19,423	6,858	0,028	0,003	0,088	10,011	91,711
39	<i>Bi</i>	32,179	3,896	12,250	21,931	7,025	0,562	0,059	0,095	8,049	86,046
	<i>Gr</i>	36,820	0,036	18,749	28,271	1,683	8,893	2,059	0,000	0,001	96,512
	<i>Ol</i>	29,810	0,005	0,003	54,890	4,731	4,190	0,020	0,017	0,044	93,710
25	<i>Opx</i>	45,801	0,064	0,300	36,509	8,776	3,590	0,021	0,000	0,045	95,106
	<i>Gr</i>	38,430	0,054	19,739	33,310	2,919	0,910	1,340	0,035	0,019	96,756
	<i>Cor</i>	48,305	0,006	31,151	9,523	6,884	0,149	0,003	0,000	0,001	96,022
24	<i>Bi</i>	35,228	2,920	19,549	18,257	7,136	0,101	0,015	0,095	9,569	92,869
	<i>Gr</i>	37,510	0,028	19,539	34,407	2,953	1,203	1,203	0,000	0,001	96,844
	<i>Cor</i>	48,829	0,024	32,126	10,166	6,480	0,087	0,003	0,038	0,021	97,774
24	<i>Bi</i>	34,713	3,413	18,036	19,705	7,370	0,063	0,003	0,077	8,897	92,277
	<i>Gr</i>	37,908	0,062	21,984	4,410	0,059	0,453	33,860	0,017	0,010	98,763

Т а б л и ц а 31 (окончание)

№ образца	Минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
52	<i>Pl</i> <sub>2</sub>	42,863	0,006	36,522	0,092	0,002	0,048	18,621	0,541	0,030	98,730
	<i>Pl</i> <sub>1</sub>	40,771	0,008	36,396	0,061	0,012	0,010	19,016	0,582	0,016	96,870
47	<i>Gr</i>	37,412	0,107	20,706	35,470	3,120	0,387	0,865	0,000	0,001	98,080
	<i>Bi</i>	34,760	3,075	17,740	19,481	8,769	0,040	0,003	0,121	10,200	94,189
	<i>Gr</i>	38,098	0,005	19,223	36,831	2,706	0,922	1,284	0,000	0,008	99,150
58	<i>Cor</i>	48,406	0,006	30,641	9,083	5,474	0,122	0,003	0,033	0,001	93,770
	<i>Bi</i>	35,300	3,238	16,905	19,382	6,532	0,121	0,003	0,104	10,051	91,640
	<i>Gr</i>	35,715	0,039	20,968	33,303	4,382	0,804	1,237	0,000	0,001	96,450
73	<i>Cor</i>	46,224	0,006	32,293	8,720	9,024	0,113	0,003	0,033	0,001	96,420
	<i>Bi</i>	33,395	3,115	17,281	17,870	9,582	0,044	0,003	0,124	9,828	91,240
	<i>Gr</i>	37,256	0,005	19,960	38,059	2,558	1,021	1,012	0,000	0,012	99,880
71	<i>Cor</i>	49,583	0,006	31,991	9,226	5,813	0,122	0,003	0,040	0,003	96,780
	<i>Bi</i>	35,275	3,679	17,418	19,951	6,255	0,121	0,003	0,112	10,133	92,950
К-4	<i>Gr</i>	37,80	—	21,20	35,00	6,16	1,12	0,97	—	—	101,40
	<i>Bi</i>	34,20	3,72	15,70	21,60	14,20	0,20	—	0,10	9,94	99,60
	<i>Cor</i>	47,60	—	33,10	8,59	7,90	0,33	—	0,08	Сл.	97,70
49	<i>Gr</i>	39,00	—	20,70	32,70	4,50	0,93	1,14	—	—	98,90
	<i>Bi</i>	35,60	2,83	17,61	16,70	8,53	—	0,10	0,14	9,21	90,70
78	<i>Срх</i>	47,962	0,086	0,796	20,165	4,478	0,450	22,713	0,090	0,012	96,750
	<i>Pl</i>	44,645	0,006	31,163	0,660	0,002	0,437	18,706	0,877	0,008	96,500
	<i>Sc</i>	42,673	0,006	27,958	0,316	0,038	0,064	19,466	1,344	0,112	91,980
	<i>Sp</i>	0,009	0,017	53,240	34,436	2,264	0,135	0,007	0,000	0,001	90,110
81	<i>Gr</i>	37,144	1,656	17,437	33,077	3,951	0,687	0,038	0,000	0,001	93,990
	<i>Bi</i>	35,294	3,539	17,231	18,606	7,907	0,070	0,003	0,103	10,022	92,780

П р и м е ч а н и е. Концентрации окислов в минералах приведены до третьего знака, что соответствует точности статистической обработки данных, но не точности их измерения.

Т а б л и ц а 32

Оценка температуры минеральных равновесий в алюмосиликатных породах Хан-кайского массива

№ образца	$X_{Mg}^{Bi}$	$X_{Mg}^{Cor}$	$X_{Mg}^{Gr}$	$P_s$ кбар
15	0,337	0,580	0,104	4
22	0,531	0,621	0,163	4,5
23	0,377	0,536	0,121	3,8
24	0,399	0,529	0,128	3,7
25	0,409	0,559	0,132	4,2
46	0,386	0,545	0,137	3,8
47	0,444	0,565	0,134	4,2
58	0,374	0,514	0,113	3,3
71	0,357	0,525	0,104	3,1
73	0,488	0,645	0,186	5
81	0,430	—	0,172	—
49	0,476	0,601	0,193	4,5
K-4	0,537	—	0,232	—

Т а б л и ц а 33

Термодинамические константы некоторых минералов

Минерал	$V^\circ$ , кал/бар	$Z^\circ$ , 298 ккал	$S^\circ$ , кал/бар	$a$	$b \cdot 10^{-5}$	$c \cdot 10^{-5}$
O <sub>2</sub>	—	—	49,00	7,16	1,0	-0,4
H <sub>2</sub> O	—	-54,641	45,11	7,3	2,46	—
CO <sub>2</sub>	—	-94,261	51,07	10,57	2,10	-2,06
CH <sub>4</sub>	—	-12,127	44,49	5,65	11,44	-0,46
H <sub>2</sub>	—	0	31,195	6,52	0,78	0,12
CO	—	-32,781	47,219	6,60	1,20	—
Q	0,542	-204,64	9,88	11,22	5,31	—
Sill	1,1927	-583,296	23,07	39,4	8,14	-10,92
Ky	1,054	-584,169	20,02	41,05	6,98	-12,46
And	1,2316	-583,780	22,29	41,24	6,26	-12,32
Fay	1,1088	-329,32	34,7	36,51	9,36	-6,7
BiFe	3,762	-1211,673	98,68	123,17	4,24	-43,47
Alm	2,7571	-1184,448	81,36	107,82	12,19	-32,27
Gross	2,9948	-1496,450	65,31	100,75	13,38	-20,99
An	2,409	-956,925	48,4	64,42	13,7	-16,89
Cc	0,88274	-269,980	22,2	24,98	5,24	-6,2
Wol	0,9544	-369,415	19,6	26,64	3,6	-6,52
Mt	1,0641	-243,15	36,03	21,88	48,20	—
Mic	2,5984	-892,474	53,26	63,83	12,9	-17,05

T°, C		Пределы вариаций параметров состава		
Gr-Bi	Gr-Cor	X <sub>2</sub> <sup>Bi</sup>	X <sub>2</sub> <sup>Cor</sup>	X <sub>2</sub> <sup>Gr</sup>
625	570	0,335-0,341	0,564-0,585	0,100-0,107
570	620	0,512-0,534	0,601-0,620	0,128-0,166
625	600	0,369-0,384	0,535-0,542	0,117-0,128
630	620	0,388-0,411	0,518-0,542	0,122-0,133
625	610	0,400-0,419	0,532-0,590	0,131-0,133
650	620	0,377-0,392	0,510-0,592	0,127-0,142
600	-	0,426-0,452	-	0,126-0,143
610	610	0,366-0,383	0,508-0,525	0,111-0,118
600	600	0,350-0,364	0,509-0,544	0,104-0,105
650	630	0,485-0,493	0,614-0,623	0,180-0,190
675	-	0,425-0,433	-	0,161-0,184
650	660	-	-	-
650	-	-	-	-

По данным табл. 33  $Z_T^0 = -11187$  кал, а  $\Delta V_s P_s = -2385$  кал. Так что при  $T = 625^\circ\text{C}$   $f_{\text{CO}_2} = 2040$  бар.

По справочным данным при  $P_{fl} = 5000$  бар и  $T = 625^\circ\text{C}$   $\gamma_{\text{CO}_2}^{fl} = 6,294$ ; в случае идеальной газовой смеси  $P_{\text{CO}_2}^{fl} = 324$  бар.

Сумма парциальных давлений воды и углекислого газа  $P_{\text{CO}_2}^{fl} + P_{\text{H}_2\text{O}}^{fl} = 324$  бар.

Сумма парциальных давлений воды и углекислого газа  $P_{\text{CO}_2}^{fl} + P_{\text{H}_2\text{O}}^{fl} = 2325 + 324 = 2649$  бар, т.е.  $X_{\text{H}_2\text{O}} + X_{\text{CO}_2} = 0,52$ . Следовательно, оставшая часть флюида приходится на долю иных газов, таких как  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{H}_2$  и др.

### Верхнепротерозойский комплекс

Верхнепротерозойский комплекс слагает прогибы миогеосинклинального типа, заложившиеся на древнем фундаменте, образованном нижнепротерозойским комплексом. В пределах Ханкайского массива эти прогибы выделяются под названием Кабаргинского и Черниговского синклиналиев (см. рис. 21).

Среди верхнепротерозойских образований в настоящее время принято выделять следующие свиты (снизу вверх): спасская — мусковитовые и биотит-мусковитовые сланцы, порфиroidы, мощность 0,8—0,9 км; митрофановская — графитистые, мусковитовые, серицит-хлоритовые сланцы, мощность 0,7—1,300 км; кабаргинская — филлиты с прослоями песчаников и известняков, хлорит-серицитовые и двуслюдяные сланцы, мощность 0,6—1,3 км.

Мусковитовые и мусковит-графитистые сланцы верхнепротерозойского комплекса соответствуют по своему первичному составу монтмориллонитовым глинам (см. табл. 34, анализы 8,9), филлиты — гидрослюдисто-монтмориллонитовым и монтмориллонитовым глинам (см. табл. 29, анализ 10).

По петрохимическим особенностям породы верхнепротерозойского комплекса относятся к калиево-магнезиально-железистому ряду (см. табл. 29).

Верхнепротерозойские образования прорываются мелкими интрузиями мусковитизированных биотитовых гранитов и мусковитовыми пегматитами. Радиологический возраст, полученный по слюде из пегматитов  $K = Ag$  методом, имеет значение  $650 \pm 50$  млн. лет. С гранитоидным магматизмом, проявившимся на рубеже позднего протерозоя и раннего палеозоя, связан прогрессивный метаморфизм верхнепротерозойских образований.

**Условия метаморфизма.** Верхнепротерозойский комплекс метаморфизован в условиях зеленосланцевой и кварц-мусковитовой фаций, а местами и биотит-силлиманит-ортоклазовой фации. Наиболее обширные ореолы (20–30 км) образуют породы зеленосланцевой фации, от которых наблюдаются переходы к неметаморфизованным породам. Ширина зон кварц-мусковитовой фации несколько уже — до 5–10 км. Распространение биотит-силлиманит-ортоклазовой фации ограничено узкими ореолами, обычно тяготеющими к интрузиям гранитоидов. Такие ореолы часто отмечаются в пределах Кабаргинского синклиория. Контактный метаморфизм пород Кабаргинского синклиория связан с внедрением позднерифейских и палеозойских гранитоидов. Наиболее обширные ореолы метаморфических пород связаны с проявлением позднерифейского магматизма, и с этой точки зрения они могут быть отнесены к контактово-региональным образованиям. Контактново-метаморфические изменения вокруг массивов палеозойских гранитоидов носят более локальный характер. Особенностью позднерифейских гранитоидов является, очевидно, их обогащенность метаморфизирующими растворами, воздействием которых обусловлено появление обширных ореолов метаморфических пород. Особенно интенсивно воздействие этих растворов на вмещающие породы проявилось вокруг полей пегматитов.

Метаморфические породы ортоклаз-силлиманит-биотитовой фации. Биотит-силлиманитовые сланцы являются наиболее высокотемпературными образованиями в составе комплекса. Известны они в районе станции Ружино и Медведицких высот, с Орловки, севернее с. Ильмовки, по правобережью р. Маревки и в других местах. В шлифах из этих пород четко устанавливается замещение андалузита более высокотемпературной модификацией  $Al_2SiO_5$  — силлиманитом, связанное с прогрессивным этапом метаморфизма. С понижением температуры метаморфизма парагенезис ортоклаза с силлиманитом становится неустойчивым и замещается мусковитом и кварцем по схеме  $KAlSi_3O_8 + Al_2SiO_5 + H_2O = H_2KAl_3Si_3O_{12} + SiO_2$ .

Учитывая, что эти минеральные ассоциации распространены в пределах

одной довольно узкой зоны, можно с помощью диаграммы метаморфических фаций (см. рис. 9) принять, что условия максимальных температур и давлений метаморфизма верхнепротерозойского комплекса соответствовали  $T=600^{\circ}\text{C}$  и  $P_s = 3,5$  кбар. Этим условиям на диаграмме соответствует точка пересечения равновесий  $Sill \rightarrow And$  и  $Sill + Or = Mu + Q$ .

Метаморфические породы кварц-мусковитовой фации. Основная часть метаморфических пород Кабаргинского синклинория относится к различным субфациям кварц-мусковитовой фации. В наиболее высокотемпературных пелитовых породах кварц-мусковитовой фации, встречающихся в бассейне р. Кабарги (станция Усть-Кабарга, Медведицкие высоты) и по правобережью р. Маревки (с. Макаровка), широко распространены биотит-мусковитовые, биотит-мусковит-андалузитовые, биотит-мусковит-андалузит-кордиеритовые и другие разновидности сланцев. Максимальное число сосуществующих минералов отмечено в метаморфических сланцах района с. Макаровка —  $Bi + And(Sill) + Mu + Cor_{55} + St_{80} + Q$ . Характерным для них является наличие крупных (1–2 см) пойкилитовых порфиробластов андалузита, содержащих обильные вроски кварца и биотита. Местами андалузит замещается силлиманитом, что связано с повышением температуры прогрессивного метаморфизма. При понижении температуры метаморфизма парагенезис ставролита с кордиеритом становится неустойчивым и замещается ассоциацией хлорита с андалузитом. Этот процесс можно представить в виде реакции  $2,3 Cor_{47} + 0,3 St_{73} + 3,62H_2O = 4,22 And + 0,98 Chl_{50} + 4,64Q$ . Этой реакцией определяется граница более низкотемпературной андалузит-хлоритовой ступени. Поглощение воды свидетельствует о том, что протеканию реакции способствует понижение температуры. Парагенезисы с участием хлорита широко распространены в филлитовидных и слюдястых сланцах кабаргинского комплекса. Среди них выделяются кварц-мусковит (серицит)-хлоритовые, кварц-биотит-хлоритовые, кварц-серицит-андалузитовые, кварц-мусковит (серицит)-хлорит-андалузитовые и другие разновидности. Среди четырехминеральных (не считая кварца) парагенезисов в низкотемпературных филлитовидных сланцах установлен  $Mu + Chl_{25} + Bi + St_{82}$ . Такие филлитовидные сланцы встречаются по правобережью р. Кабарги к востоку от с. Орловки.

Карбонатные породы Кабаргинского синклинория отчетливо отражают пестроту контактово-регионального и контактового метаморфизма, связанного с воздействием синорогенных позднерифейских и более молодых — палеозойских гранитоидов.

Среди карбонатных пород комплекса выделяются кальцитовые, кальцит-доломитовые и доломитовые разновидности. Парагенезисы карбонатных пород относятся к различным температурным ступеням метаморфизма — диопсид-доломитовой, кальцит-тремолит-доломитовой, тальк-тремолит-кальцитовой и тальк-кварц-кальцитовой.

Наиболее высокотемпературные парагенезисы карбонатных пород кабаргинского комплекса (диопсид-доломитовая ступень) установлены в верховьях р. Кедровки, к северу от с. Ильмовки. В кальцит-доломи-

товых и доломитовых мраморах этого района, залегающих среди биотитовых и биотит-силлиманитовых сланцев, установлен парагенезис  $Di + Dol + For$ .

С понижением температуры метаморфизма происходит замещение форстерита диопсидом с образованием характерных венцовых структур. Форстерит в этих структурах окружен последовательно каймами диопсида и доломита. В этих температурных условиях становится устойчивой ассоциация  $Di + Tr + Cc$ , встречающаяся в мраморах рассматриваемого района (тремолит-кальцит-доломитовая ступень).

Основная часть карбонатных пород, встречающихся в бассейне р. Кабарги и по правобережью р. Маревки, относится к тремолит-кальцит-доломитовой и более низкотемпературной тальк-кальцит-тремолитовой температурным ступеням.

Породы верхнепротерозойского метаморфического комплекса в Черниговском синклинии слагают его восточное крыло и распространены на значительной площади к югу и востоку от г. Спасска. Западнее они сменяются фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего кембрия. Парагенезисы бедных Са пород нижней части разреза комплекса соответствуют кварц-мусковитовой фации, а верхней — самым низкотемпературным ступеням кварц-мусковитовой фации и андалузит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации.

Таблица 34

Химические составы метаморфических пород зоны Тукурингра—Джагды

№ анализа	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O
1	1,20	0,04	0,00	0,30	0,09	0,04	0,17	53,87	1,47
2	2,40	0,03	0,65	0,10	0,50	0,01	2,70	53,10	0,20
3	10,96	0,00	0,00	0,72	0,11	0,00	0,55	48,92	0,20
4	48,34	1,77	18,19	6,89	3,75	0,13	4,22	12,25	0,09
5	43,30	2,04	15,84	3,90	9,05	0,17	5,59	9,78	4,64
6	45,01	2,86	12,38	3,88	9,80	0,15	8,31	7,43	3,08
7	49,70	1,50	14,20	4,00	6,51	0,15	8,90	9,60	2,33
8	48,32	1,34	14,40	3,30	6,48	0,21	9,20	10,26	2,65
9	48,90	1,56	13,90	3,20	7,00	0,22	8,40	10,21	3,10
10	68,83	0,56	17,37	0,94	2,95	0,10	2,78	2,42	0,13
11	66,65	0,52	14,94	1,20	2,49	0,05	2,51	2,23	4,15
12	68,44	0,54	15,55	0,65	2,70	0,05	1,36	1,80	4,20
13	61,10	0,90	16,56	1,03	5,20	0,07	3,70	2,20	1,84
14	66,70	0,49	18,84	2,21	2,36	0,03	1,91	1,15	2,17
15	62,20	1,02	18,50	0,42	4,20	0,07	1,70	2,40	4,20
16	78,01	0,25	9,80	1,43	0,71	0,08	0,47	2,54	3,22
17	66,10	0,75	14,85	0,23	2,80	0,08	1,12	3,10	5,00

Примечание. Место отбора пробы: 2, 3, 7, 8, 9, 13, 15, 17 — бассейн р. Селемджи; 1, 4, 5, 6, 10, 11, 14, 16 — разрез по р. Зее. Состав: 1—3 мраморизованные известняки (кальцит, кварц); 4—9 зеленые сланцы (эпидот, хлорит, актинолит,

С метаморфизмом верхнепротерозойского комплекса связан диафторез пород фундамента, особенно наглядно выражающийся в замещении высокотемпературных парагенезисов гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации парагенезисами кварц-мусковитовой субфации в северной части Ханкайского массива.

### ЗОНА ТУКУРИНГРА–ДЖАГДЫ

Верхнепалеозойские метаморфические образования широко распространены в зоне Тукурингра–Джагды. Здесь они изучались К.С. Шашкиным [1968], А.И. Ромашкиным [1972], В.Г. Моисеенко и Г.И. Неронским [1973], М.Т. Турбиным и Г.П. Кирилловой [1975]. Позднепалеозойскому метаморфизму подвержены образования нижнего, среднего и верхнего палеозоя. Наиболее изучены эти толщи в бассейнах рек Зеи и Селемджи. В бассейне р. Зеи среди нижне-среднепалеозойских образований выделены зубаревская, алгаинская, теплоключевская, гармаканская свиты, а в бассейне р. Селемджи мынская, златоустовская, сагурская, токурская, экимчанская и амнуская. В бассейне р. Зеи разрез нижне-среднепалеозойских пород существенно терригенный с незначительным количеством вулканогенных пород. Серицитовые, графитисто-сланцевые сланцы и филлиты составляют около 75% общей мощности разреза, зеленые сланцы – около 20%. В бассейне р. Селемджи количество зеленых

K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	Сумма	Отношение петрогенных элементов, ат. кол.			
				Na/K	Ca/Mg	Fe/(Ca + Mg)	Al/(Na+K+Ca+ Mg)
3,80	0,32	39,38	100,68	0,6	240	0,01	—
0,70	0,56	38,60	99,55	0,4	14,1	0,01	0,013
0,30	0,15	37,70	99,61	1,0	67	0,01	—
0,10	3,01	0,75	99,49	0,5	2,1	0,46	1,08
2,08	3,40	0,66	100,25	3,4	1,3	0,56	0,62
0,85	5,02	—	98,77	5,2	0,6	0,55	0,53
0,60	1,40	0,40	99,39	6,2	0,8	0,36	0,58
0,53	1,50	0,08	98,27	8,5	0,8	0,32	0,55
0,20	1,38	0,26	98,33	25	0,9	0,35	0,55
0,46	2,08	0,46	99,08	0,4	0,6	0,45	2,73
2,80	1,54	—	99,08	2,2	0,6	0,48	0,99
2,90	1,27	0,22	99,68	2,2	1,0	0,72	1,16
3,60	3,06	0,20	99,46	0,8	0,4	0,64	1,22
2,91	1,60	0,08	100,45	1,1	0,4	0,90	1,85
3,70	0,74	—	99,25	1,7	1,0	0,75	1,21
0,74	0,95	1,14	99,34	7,4	4,1	0,5	1,10
2,80	0,85	1,02	98,80	2,7	2,0	0,5	0,96

кварц, кальцит); 10–13 – серицитовые сланцы (кварц, мусковит, биотит, альбит); 14–15 – графитистые сланцы (кварц, графит, мусковит, биотит); 16–17 – филлиты (кварц, кальцит, мусковит, биотит); данные А.И. Ромашкина [1972].

сланцев сокращается (до 4% мощности разреза). Мраморизованные известняки в виде маломощных прослоев составляют 1–3% общей мощности разреза. В незначительных количествах распространены микрокварциты. Имеющиеся химические анализы основных разновидностей пород метаморфического комплекса (табл. 34) свидетельствуют о том, что по петрохимическим особенностям его следует, вероятно, относить к натрово-кальциево-глиноземистому ряду. На диаграммах (см. рис. 3, 4) первичный состав серицитовых сланцев интерпретируется как граувакки (анализы 10, 11, 12), монтмориллонитовые глины (13), графитисто-сланцевые сланцев – монтмориллонитовые глины, филлитов – калишатовые песчаники (16, 17). Зеленые сланцы соответствуют толеитовым базальтам континентальной формации (7,8), диабазам (5, 6), известково-доломитовым глинам (4). Разрез метаморфического комплекса зоны Тукурингра–Джагды по условиям осадконакопления можно отнести к завершающим стадиям развития эвгеосинклинали. Возраст метаморфического комплекса зоны Тукурингра–Джагды ранее считался докембрийским. В последние годы в низах разреза комплекса (мынская свита) была установлена ранне-среднедевонская фауна. В бассейне р. Верхний Мын складчатые палеозойские толщи с несогласием и размывом перекрываются верхнетриасовыми отложениями. Синорогенные ингаглинские гранитоиды зоны Тукурингра–Джагды, внедрение которых происходило одновременно со складчатостью и региональным метаморфизмом, характеризуются радиологическим возрастом 230 млн. лет. Эти данные позволяют считать возраст метаморфического комплекса Тукурингра–Джагды позднепалеозойским.

**Условия метаморфизма.** Комплекс зоны Тукурингра–Джагды метаморфизован в условиях мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. А.И. Ромашкин [1972] на основе анализа парагенезисов минералов в составе этой субфации выделил следующие температурные ступени: стильномелановую (хлоритовую), эпидот-хлоритовую и эпидот-актинолитовую. В бассейне р. Селемджи устанавливается зональность метаморфизма с увеличением его степени с севера на юг. В этом направлении серицит-хлоритовые сланцы сменяются биотит-мусковитовыми. Подобная зональность, но выраженная несколько слабее отмечается и в бассейне р. Зеи. Наиболее высокометаморфизованные породы здесь приурочены к краевым частям зоны Тукурингра–Джагды. Различные исследователи [Ромашкин, 1972; Турбин, Кириллова, 1975] отмечают связь зон повышения метаморфизма с зонами интенсивных дислокаций. Характерной особенностью позднепалеозойского метаморфизма Монголо-Охотского пояса являются своеобразные "сланцевые" купола. С формированием этих куполов связано повышение степени метаморфизма пород до эпидот-амфиболитовой, а местами и амфиболитовой фаций. Так, в бассейне р. Селемджи выделяются Афанасьевский, Эльгоканский и Неэргенский купола [Эйриш, 1972]. В плане купола имеют форму овалов, в сводах которых вскрыты наиболее метаморфизованные породы. Например, в своде Афанасьевского купола вскрываются мусковит-кварц-плагиоклаз-гранатовые сланцы. Свод купола облекается кварц-альбит-серицитовыми, карбонатно-серицит-кварцевыми, хлоритовыми и эпидот-актинолит-хлорито-

выми сланцами. В 10–15 км от центра купола метаморфизм ослабевает до самых низких ступеней зеленосланцевой фации. Метаморфические сланцы куполов содержат кварцевые жилы альпийского типа. По данным термометрических измерений В.Г. Моисеенко, И.И. Фатьянова, Г.И. Неронского [Эйриш, 1972], кристаллизация кварца этих прожилков соответствует температурам 350–420°С.

## МЕТАМОРФИЗМ ОСТРОВНЫХ ДУГ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

В северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса выделяют две островные дуги — Курило-Камчатская и Сахалино-Японская. Эти островные дуги характеризуются проявлениями разновозрастного метаморфизма, для которого установлены раннепротерозойский, позднепротерозойский, каледонский, герцинский, мезозойский и кайнозойский этапы.

### КУРИЛО-КАМЧАТСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА

Наиболее древний, предположительно каледонский этап метаморфизма в пределах Курило-Камчатской островной дуги проявлен в Срединном и Ганальском хребтах Камчатского полуострова (рис. 23).

### Срединный метаморфический комплекс

Метаморфическая зона Срединного хребта Камчатки вытянута в северо-западном, близком к меридиональному направлению на 250 км согласно с общим простиранием скадчатых структур. С востока срединный комплекс окаймляется слабометаморфизованными верхнемеловыми кремнисто-вулканогенными образованиями ирунейской свиты, а с запада — осадочно-терригенными толщами мезозоя.

Стратиграфическое расчленение срединного метаморфического комплекса в настоящее время окончательно не разработано и является дискуссионным. Анализ имеющихся стратиграфических схем [Геология СССР, 1964; Смирнов, 1976; Lebedev et al., 1967; Марченко, 1975; Смирнов, Марченко, 1976; Шульдинер и др., 1979] позволяет выделить в составе срединного метаморфического комплекса две серии — колпаковскую и малкинскую.

Колпаковская серия представлена биотитовыми, биотит-гранатовыми, биотит-силлиманитовыми плагиогнейсами и мигматитами, биотит-ставролит-кианитовыми и андалузит-слюдяными сланцами (мощность 2–4 км). В колпаковскую серию нами включены и образования, относимые рядом исследователей к самостоятельной камчатской серии.

Малкинская серия состоит из трех свит (снизу вверх): андриановская свита (актинолитовые и амфибол-плагиоклазовые сланцы), хейванская

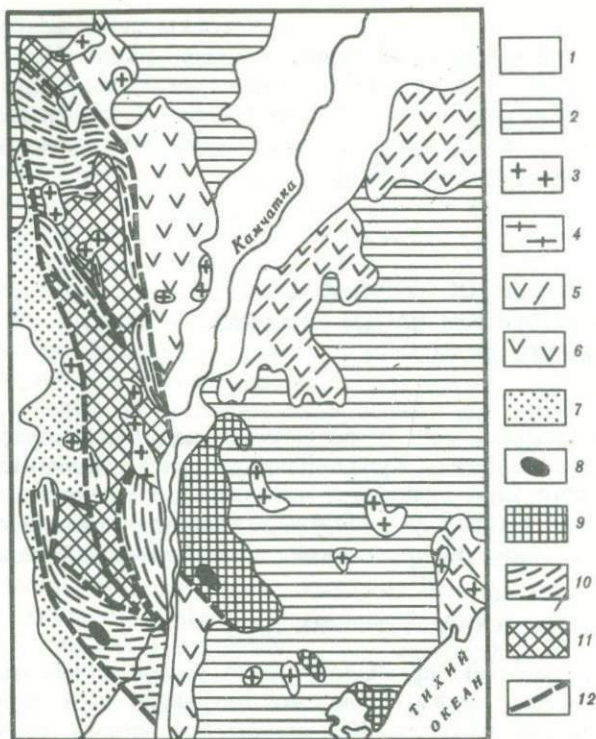


Рис. 23. Схема распространения метаморфических комплексов Срединного и Ганальского хребтов Камчатки, по Л.Л. Герману [1978] с изменениями

1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – кайнозойские и четвертичные вулканогенные образования; гранитоиды: 3 – постметаморфические, 4 – дометаморфические; верхнемеловые отложения: 5 – нерасчлененные вулканогенно-осадочные, 6 – вулканогенные, 7 – терригенные; 8 – габбро-нориты; 9 – ганальский метаморфический комплекс; метаморфические породы срединного комплекса, серии: 10 – малкинская, 11 – колпаковская; 12 – разломы

свита (в основном филлиты), химкинская свита (кварц-хлоритовые и кварц-хлорит-актинолитовые сланцы). Мощность серии 5–5,5 км.

В периодах хейванской и химкинской свит малкинской серии установлен комплекс спор и пылицы девонского и каменноугольного возраста [Сиверцева, Смирнова, 1974]. А.Ф. Марченко, В.И. Шульдинер предполагают наличие между колпаковской и малкинской сериями крупного стратиграфического несогласия и на этом основании считают возможным относить колпаковскую серию к докембрию. По мнению И.А. Тарарина, между этими сериями несогласие отсутствует и они представляют единый комплекс.

Все исследователи срединного комплекса Камчатки отмечают существенно терригенно-осадочный первичный состав колпаковской серии.

Наиболее распространенные здесь разновидности различных слюдястых сланцев, в том числе и гранат-ставролит-биотитовых (табл. 35, анализ 1), относятся в соответствии с диаграммами (см. рис. 3, 4) к глинам смешан-

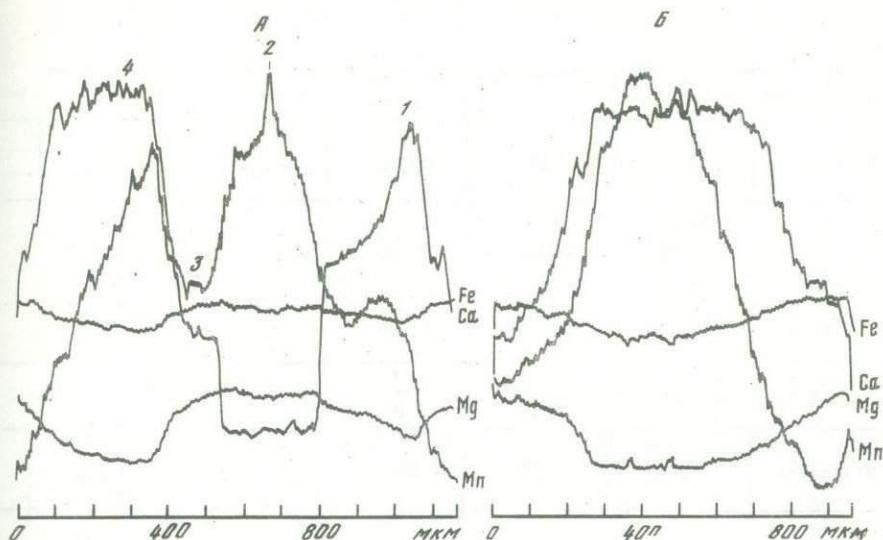


Рис. 24. Профили микрозондового сканирования зерен граната из гранат-ставролит-двуслюдяного сланца срединного комплекса (обр. 216)

Зерна граната: А — реликтовое раннего этапа метаморфизма с новообразованной оторочкой, Б — новообразованное позднего этапа метаморфизма; 1, 2, 3, 4 — точки зерна граната, в которых выполнен полный химический анализ (табл. 36)

ного состава, а плаггиогнейсы — к грауваккам (см. табл. 35, анализ 2). Эти породы по своим петрохимическим особенностям соответствуют натрово-магнезиально-железисто-глиноземистому и натрово-магнезиально-глиноземистому рядам.

В составе малкинской серии, вероятно, преобладали вулканиты основного состава, слагающие андриановскую и химкинскую свиты. Метаморфические породы этих свит — актинолитовые, хлорит-актинолитовые сланцы соответствуют базальтам андезитовой формации (см. табл. 35, анализ 4). Встречающиеся среди них отдельные разновидности хлорит-амфиболовых сланцев (5), вероятно, образовались за счет гипербазитов или вулканитов ультраосновного состава. На основе имеющихся данных можно предварительно заключить, что в целом малкинскую серию следует относить к натрово-кальциевому петрохимическому ряду. Филлиты, имеющие подчиненное значение в составе малкинской серии, по своим петрохимическим характеристикам сходны с терригенно-осадочными породами колпаковской серии (3).

Вопрос о возрасте метаморфизма пород Срединного хребта Камчатки и количестве его этапов является дискуссионным. Определения возраста метаморфических пород срединного комплекса радиологическим К-Аг методом дают значения в интервале 70–314 млн. лет. Часть исследователей [Мокроусов, 1961; Добрецов, Курода, 1969; Марченко, 1975] полагают, что наиболее высокометаморфизованные образования, выходящие в ядрах гранито-гнейсовых куполов, включают блоки древних пород—

Таблица 35

Химический состав пород колпаковской и малкинской серий Срединного хребта Камчатки, вес. %

№ анализа	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
1	60,56	1,11	18,85	1,94	5,36
2	65,59	0,94	16,00	0,20	5,20
3	59,05	0,87	17,64	2,04	6,26
4	50,35	0,66	17,23	4,8	6,7
5	44,52	0,35	11,69	2,67	7,70

Таблица 35 (окончание)

№ анализа	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	П.п.п.	SO <sub>3</sub>	S <sub>общ</sub>
1	—	—	2,94,	—	—
2	0,13	0,94	Не опр.	0,61	Не опр.
3	0,18	Не опр.	3,89	0,19	„
4	0,52	„	0,92	0,11	„
5	0,02	„	3,82	0,01	„

Примечание. Колпаковская серия: 1 — гранат-ставролит-биотитовый сланец [Lebedev et al., 1967], 2 — плагиогнейс [Тарарин, 1979]; малкинская серия: 3 — фил-

Таблица 36

Химический состав зон реликтового граната из гранат-ставролит-двуслюдяного сланца срединного метаморфического комплекса, по И.А. Тарарину и В.М. Чубарову [1979], вес. %

Окислы	Зона			
	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	36,39	36,38	36,63	37,34
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,03	0,06	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,26	21,64	22,50	22,51
FeO	31,81	33,39	32,96	31,17
MnO	1,96	4,13	2,49	3,06
MgO	2,03	2,43	2,24	1,81
CaO	5,15	1,32	3,40	5,37
Na <sub>2</sub> O	0,03	0,01	0,02	0,03
K <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,01	0,01
Сумма	99,71	99,33	100,30	101,37

Примечание. Все железо в форме FeO; номера зон соответствуют указанным на рис. 24, А.

	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O*
	0,09	2,06	2,12	2,47	2,40
	0,09	2,26	2,69	3,02	2,00
	0,06	1,68	2,21	3,54	2,45
	0,2	5,17	9,93	2,76	0,6
	0,11	17,80	9,16	1,57	0,19

Сумма	Отношение петрогенных элементов, ат. кол.			
	Na/K	Ca/Mg	Fe/(Ca+Mg)	Al/(Na+K+Ca+Mg)
99,9	1,6	0,7	1,1	1,69
99,67	2,30	0,8	0,7	1,30
100,06	2,2	0,9	1,4	1,40
99,95	7,3	1,4	0,5	0,83
99,61	13	0,2	0,2	0,35

литы, 4 – актинолитовые сланцы, 5 – хлорит-амфиболовые сланцы [Lebedev et al., 1967].

палеозойских и докембрийских. Эти породы раннего этапа метаморфизма были подвержены более низкотемпературным преобразованиям в меловое время.

Другая группа исследователей [Лебедев, 1967; Lebedev et al., 1967; Лебедев, Бондаренко, 1962] считает метаморфическую зональность Срединного хребта верхнемеловой.

Исследованиями С.М. Сеницы и И.А. Тарарина [1973] было установлено наличие в составе метаморфического комплекса Срединного хребта доверхнемелового яруса. Дальнейшее детальное изучение минералов метаморфических пород [Тарарин, Чубаров, 1979] показало, что доверхнемеловой ярус испытал не менее двух этапов метаморфизма. Таким образом, имеющиеся в настоящее время материалы позволяют полагать, что срединный метаморфический комплекс является полиметаморфическим, претерпевшим не менее трех этапов метаморфизма. По мнению автора, наиболее раннему, вероятно, раннепалеозойскому этапу метаморфизма подвержены породы колпаковской серии. В позднем палеозое—начале мезозоя колпаковская и малкинская серии были зонально метаморфизованы от фации зеленых сланцев до амфиболитовой. Завершающим этапом метаморфизма, вероятно, был позднемеловой, которому подверглись породы ирунейской серии. Этот метаморфизм не превышал фации зеленых сланцев и был регрессивным по отношению к породам срединного комплекса.

Т а б л и ц а 37

Состав минералов и термодинамические параметры формирования метаморфических пород срединного комплекса, по И.А. Тарарину [1979], вес. %

Субформация	№ обр.	Минерал	Зона	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
Альмандин-хлорит-мусковитовая	215-Б	<i>Gr</i>	Центр	36,76	0,02	21,62	—	27,19	11,90
			Край	37,18	0,06	20,40	—	31,17	4,73
		<i>Chl</i>	—	—	—	—	19,66	0,21	
	215-3	<i>Gr</i>	Центр	36,61	0,07	21,08	—	26,53	12,17
			Край	37,63	0,05	21,22	—	31,84	4,01
		<i>Bi</i>	34,62	1,81	19,81	—	19,37	0,10	
Ставролит-мусковитовая	216	<i>Gr</i>	Центр	37,11	0,12	21,73	—	29,73	4,48
			Край	36,82	0,03	22,11	—	32,88	0,53
		<i>St</i>	26,21	0,86	54,37	—	13,58	0,16	
		<i>Bi</i>	34,82	1,44	19,36	—	20,38	0,06	
	215-В	<i>Mu</i>	—	46,32	0,34	36,36	—	0,94	0,00
			—	—	—	—	—	—	—
		<i>Gr</i>	—	36,90	0,05	20,48	—	34,87	1,18
			—	26,01	0,39	56,85	—	13,06	0,09
—	<i>Chl</i>	—	22,54	0,09	23,00	—	28,34	0,13	
Кианит-биотит-ставролитовая	218	<i>Gr</i>	Центр	37,40	0,06	21,47	—	34,43	1,80
			Край	37,48	0,02	21,83	—	34,92	0,06
		<i>Bi</i>	35,35	1,95	19,13	—	19,70	0,03	
Биотит-мусковитовая	413	<i>Gr</i>	Центр	37,61	0,01	21,68	—	32,74*	1,50
			Край	36,66	0,05	21,82	—	33,54*	1,94
		<i>Bi</i>	—	36,17	2,50	19,49	—	22,53*	0,06
			—	46,86	0,05	36,04	—	0,97*	0,01
	443-В	<i>Gr</i>	Центр	37,24	0,01	21,25	—	34,26*	1,41
			Край	36,31	0,01	21,26	—	33,61*	3,99
		<i>Bi</i>	—	34,12	3,05	19,31	—	21,39*	0,21
			—	—	—	—	—	—	—
	405-Р	<i>Gr</i>	Центр	37,54	0,97	20,92	—	32,68*	1,12
			Край	36,52	0,01	21,11	—	34,83*	2,85
		<i>Bi</i>	—	35,70	2,54	20,57	—	23,36*	0,07
			—	47,20	0,07	36,75	—	0,85*	0,01
219-А	<i>Gr</i>	—	38,30	0,00	20,16	2,49	29,68	2,52	
		—	34,80	1,64	21,57	3,23	16,91	0,01	

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Сумма	X <sub>Mg</sub>	T°C	P, кбар	Минеральная ассоциация
1,48	1,31	0,02	0,01	—	100,30	0,063	450	—	And + + Bi + + Mu + + Chl + Pl + + Gr + Q
1,81	4,86	0,02	0,01	—	100,24	0,083			
8,70	—	—	—	—	—	0,439			
1,71	0,81	0,04	0,01	—	99,03	0,072	475	—	Gr + And + + Bi + Chl + + Mu + Pl + + Q
1,61	4,18	0,04	0,01	—	100,57	0,074			
8,07	0,02	0,16	9,08	—	93,04	0,425			
1,07	6,89	0,03	0,01	—	101,17	0,052	550	—	Gr + And + + St + Chl + + Mu + Bi + + Pl + Q
1,66	5,41	0,02	0,03	—	99,50	0,081			
1,55	0,00	0,00	0,00	—	96,74	0,168			
7,76	0,01	0,18	8,97	—	92,98	0,404			
0,42	0,01	1,01	10,04	—	95,44	0,435			
1,95	3,09	0,01	0,01	—	98,55	0,087	525	—	Gr + St + + Chl + + Pl + Q + + Bi + And + + Mu
1,23	0,00	0,00	0,00	—	97,64	0,145			
10,40	0,03	0,01	0,01	—	84,55	0,394			
3,50	1,48	0,05	0,01	—	100,20	0,147	620	—	Ky + Gr + + Sta + + Mu + + Bi + Pl + + Q
3,05	3,15	0,01	0,00	—	101,12	0,133			
8,17	0,00	0,29	8,94	—	93,56	0,426			
4,65	1,38	0,01	0,01	He опр.	99,60	0,195	660	—	Sill + Ky + + Gr + Bi + + Mu + Pl <sub>3,0</sub> + + Q (ре- ликты Sta)
2,79	1,85	0,01	0,01	"	98,65	0,123			
6,12	0,01	0,23	8,99	"	96,10	0,327			
0,57	-0,01	0,79	10,52	"	95,82	0,509			
3,66	1,09	0,003	0,01	He опр.	98,96	0,154	620	—	Ky + Gr + + Cor + Bi + + Pl <sub>3,0</sub> + Q
2,26	1,22	0,03	0,01	"	98,71	0,097			
6,37	0,01	0,19	9,51	"	94,16	0,345			
2,03	5,96	0,01	0,01	"	101,24	0,096	620	—	Gr + Bi + + Mu + Pl + + Q + Sill + + Ky + Gr + + Bi + Pl + Q (реликты Sta)
1,68	5,23	0,03	0,01	"	99,27	0,074			
6,01	0,02	0,17	8,35	"	99,79	0,314			
0,49	0,01	0,77	10,62	"	96,77	0,500			
3,74	2,13	0,19	0,27	"	—	0,162			
9,57	0,89	0,36	7,20	3,01	—	0,463	640	(Gr-Bi)	+ Pl + Sill + Q

Таблица 37 (окончание)

Субформация	№ обр.	Минерал	Зона	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
Силлиманит-биотит-ортоклазовая	479-В	<i>Gr</i>		38,94	0,01	21,77	—	32,17*	0,89
		<i>Bi</i>		35,54	3,20	20,29	2,05	17,66	0,18
	456-В	<i>Cor</i>		47,96	0,01	32,89	—	9,95*	0,20
		<i>Gr</i>		38,50	0,00	20,77	1,00	32,07	1,69
		<i>Bi</i>		34,46	3,76	20,67	0,15	20,10	0,15

\*Все железо в форме FeO.

\*\*В сумму дополнительно включены обр. 479-В (0,19% F) и обр. 456-В (0,2% F).

Примечание. Не опр. — не определено.

**Условия метаморфизма.** Метаморфический комплекс Срединного хребта характеризуется отчетливо выраженной зональностью. Ореол прогрессивной метаморфической зональности имеет длину около 250 км и ширину 20–40 км [Тарарин, Чубаров, 1979]. В породах доверхнемелового яруса отмечается увеличение степени метаморфизма к осевой части Срединного хребта, от аспидных сланцев до кристаллических сланцев и мигматитов. Здесь выделяются следующие температурные субфации: 1) хлорит-мусковитовая; 2) алмадин-хлорит-мусковитовая; 3) ставролит-хлорит-мусковитовая; 4) кианит-биотит-ставролитовая; 5) биотит-силлиманит-мусковитовая; 6) силлиманит-биотит-ортоклазовая; 7) гранат-кордирит-ортоклазовая [Тарарин, Чубаров, 1979].

Переходы между этими температурными субфациями обычно осуществляются на расстояниях в несколько сотен метров, что свидетельствует о проявлении резкого геотермического градиента по латерали.

Микрозондовым изучением минералов установлено наличие реликтовых гранатов со сложной зональностью, запечатлевшей многоэтапную историю формирования срединного комплекса. Профиль микрозондового сканирования из зерен такого граната из обр. 216 представлен на рис. 24, а химический состав зон — в табл. 36. По своему составу ядра этих зерен, сформировавшиеся на наиболее раннем этапе метаморфизма пород срединного комплекса, отвечают гранатам зональных метаморфических комплексов андалузит-силлиманитового типа. По приближенным оценкам И.А. Тарарина [1979], давление на раннем этапе метаморфизма соответствовало 3–3,5 кбарам. Однако определенно судить о характере метаморфизма этого этапа трудно, поскольку продукты его уничтожены последующим метаморфизмом, отмеченная выше зональность которого фиксируется в современном эрозионном срезе.

Во время второго этапа метаморфизма происходило образование ото-

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Сумма	X <sub>Mg</sub>	T°С	P, кбар	Минеральная ассоциация
6,24	1,23	0,02	0,00	He опр.	101,27	0,252	700	5,9	Gr+Bi+
8,56	0,49	0,28	7,84	3,29	99,57**	0,460	(Gr-Bi)	(Gr-Cor)	+Cor+ +Sill+ +Pl+Or+ +Q
6,92	0,02	0,25	0,01	He опр.	98,21	0,550			
4,36	1,04	0,07	0,00	"	99,66	0,183	660	-	Sill+Gr+
8,46	0,39	0,67	7,20	3,69	99,80**	0,425	(Gr-Bi)		+Bi+Cor+ +Pl <sub>3,2</sub> +Q

рочек вокруг зерен ранних реликтовых гранатов и одновременно формирование новых зерен гранатов, характеризующихся тем же составом, что и оторочки вокруг реликтовых гранатов. Зональность новообразованных гранатов относится к нормальному, прогрессивному типу (см. рис. 24), а состав их свидетельствует о том, что повторный метаморфизм осуществлялся в условиях большей глубинности, чем первый (см. табл. 36).

Микрозондовое изучение составов минералов позволило установить, что метаморфическая зональность срединного комплекса отвечает интервалу температур 450–700°С; давление, установленное по гранат-кордиеритовому барометру для парагенезисов гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации, составляло 6 кбар (табл. 37).

Верхнемеловые породы, приуроченные в современном эрозионном срезе к обрамлению более древнего метаморфического ядра, слабо метаморфизованы в условиях хлорит-мусковитовой субфации и только локально степень метаморфизма достигает уровня ставролит-хлорит-мусковитовой зоны с температурой 475°С. Гранаты из этих пород обладают химической зональностью, отражающей формирование и рост кристаллов в условиях прогрессивного метаморфизма.

### Ганальский метаморфический комплекс

Ганальский метаморфический комплекс распространен в осевой части Ганальского хребта. Восточный и западный склоны хребта сложены образованиями верхнемеловой ирунейской свиты преимущественно вулканогенного состава, подвергшимися слабому зеленокаменному метаморфизму пренит-пумпеллиитовой фации. От ганальского метаморфического комплекса они отделены разломами.

Т а б л и ц а 38

Средние составы метаморфических пород фации зеленых сланцев Ганальского хребта, вес. %

№ анализа	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
1	52,90	1,06	17,84	4,08	4,98
2	59,54	0,78	15,64	4,27	3,62
3	47,36	0,94	16,42	4,65	5,04
4	64,78	0,76	16,38	1,36	3,97
5	66,65	0,69	14,99	1,03	3,92
6	71,90	0,58	12,15	0,85	2,99

Т а б л и ц а 38 (окончание)

№ анализа	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	П.п.п.	SO <sub>2</sub>	S <sub>общ</sub>
1	Не опр.	—	2,90	—	Не опр.
2	0,14	—	2,37	—	0,09
3	0,09	—	5,02	—	0,07
4	0,07	1,21	1,47	0,07	—
5	0,09	1,32	0,53	0,35	—
6	0,11	—	2,37	—	0,11

Примечание. Породы, богатые Са: 1 — базальты андезитовой формации, 2 — андезиты, 3 — щелочные базальты; породы, бедные Са: 4 — аспидные сланцы; 5 —

В составе исходных пород метаморфического комплекса Ганальского хребта преобладают вулканиты среднего и основного состава при подчиненном развитии терригенных пород. Стратиграфическое расчленение комплекса в настоящее время окончательно не разработано. По представлениям многих исследователей [Шульдинер, Герман, 1972; Марков, 1975; Герман и др., 1976; Смирнов, 1976], ганальский метаморфический комплекс состоит из двух серий — ганальской, относящейся к докембрию, и стеновой, возраст которой определяется в интервале палеозой—мезозой. И.А. Тарарин с соавторами [1973] считают, что ганальский комплекс един, а указанные выше ганальская и стеновая серии являются в различной степени метаморфизованными возрастными аналогами.

Ганальский комплекс расчленяется, согласно исследованиям М.М. Лебедева, Б.К. Долматова, И.А. Тарарина, следующим образом (снизу вверх): кижичёнокская свита — представлена однообразным переслаиванием черных аспидных сланцев, тонкозернистых полимиктовых песчаников и алевролитов (мощность 1—1,5 км); киргуропская свита — сложена слабометаморфизованными туфами, лавобрекчиями, туфопесчаниками, агломератами основного, среднего, и, в меньшей мере, кислого состава. В виде прослоев присутствуют кремнисто-вулканогенные породы, аспидные сланцы, песчаники (1—1,8 км). Состав свиты отличается

MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
0,12	3,13	8,83	3,53	0,58
0,09	3,48	4,91	3,48	1,02
0,20	6,76	9,37	2,84	0,88
0,06	2,07	1,72	3,45	2,44
0,05	2,47	1,78	3,77	2,03
0,09	2,29	1,70	3,98	0,67

Сумма	Отношение петрогенных элементов, ат. кол.			
	Na/K	Ca/Mg	Fe/(Ca+Mg)	Al/(Na+K+Ca+Mg)
99,95	9,3	2,0	0,5	0,98
99,43	5,0	1,0	0,6	1,00
99,64	4,5	1,0	0,4	0,72
99,81	2,2	0,6	0,9	1,33
99,67	2,9	0,5	0,7	1,16
99,79	9,8	0,5	0,6	1,05

тонкозернистые песчаники, 6 – кварцевые кератофиры, по данным И.А.Тарарина [1979] и автора; не опр. – не определено.

изменчивостью по простиранию; тумханская свита – метаморфизованные в различной степени основные и средние вулканиты с прослоями туфогенных песчаников, кислых эффузивов, кремнистых и глинистых пород (более 2 км); воеводская свита – метаморфизованные терригенные породы: пелиты, песчаники (0,2–0,3 км); дьявольская свита – неравномерно метаморфизованные вулканиты основного и среднего состава с маломощными прослоями пелитов, кварцитов и известняков (более 1,5 км).

Из приведенного разреза следует, что примерно около 75% состава исходных пород занимали вулканиты основного и среднего состава и их туфы. Остальная часть пород была представлена терригенно-осадочными породами и кислыми вулканитами. Таким образом, общие петрохимические особенности ганальского комплекса в целом определяются вулканитами основного и среднего состава, относящимися к группе пород, богатых Са. Химические анализы средних составов этих пород, метаморфизованных в различной степени, приведены в табл. 38, 39. На диаграммах (см. рис. 7,8) эти породы интерпретируются как базальты андезитовой формации (анализы 1, 6, 9, 12, см. табл. 39), толеитовые базальты (2, 5, 11), щелочные оливиновые базальты континентальной формации (анализ 3, см. табл. 38), диабазы, андезиты (анализы 3,4, см. табл. 39; 2 см. табл. 38).

Таблица 39

Химические составы метаморфических пород ганальского комплекса эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций, по И.А. Тарарину [1979] и Л.Л. Герману с соавторами [1978], вес. %

№ анализа	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
1	53,48	1,16	14,85	5,81	5,78	0,30	5,53	7,23	3,68	0,44
2	48,45	1,64	12,67	5,70	6,59	0,23	7,77	10,80	3,30	0,69
3	57,00	0,83	17,23	3,88	4,91	0,16	3,31	6,70	2,54	1,37
4	61,08	0,83	12,99	4,18	4,73	0,11	4,85	6,19	2,64	0,13
5	50,24	0,88	16,17	2,99	4,91	0,16	8,15	8,93	3,34	0,70
6	52,99	0,50	12,44	5,59	3,50	0,06	8,92	7,72	3,83	1,34
7	48,85	2,09	22,91	5,00	7,81	0,16	3,26	3,13	4,17	2,06
8	66,73	0,69	15,22	1,37	3,75	0,10	2,25	2,93	3,25	2,03
9	53,53	0,79	18,81	4,43	3,25	0,17	4,46	9,68	3,33	0,95
10	61,08	0,65	15,94	3,96	2,85	0,13	2,87	7,01	3,65	0,59
11	48,29	1,25	16,04	3,34	4,82	0,13	7,71	13,11	2,80	0,80
12	52,45	1,12	17,31	3,44	4,33	0,13	4,94	11,39	3,34	1,02
13	64,29	1,01	16,36	2,08	4,57	0,10	3,29	2,53	2,91	1,02
14	67,61	0,69	14,80	2,07	3,08	0,10	2,43	2,48	3,73	2,42

Таблица 39 (окончание)

№ анализа	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Σ <sub>общ</sub>	Сумма	Отношение петрогенных элементов, ат. кол.			
							Na/K	Ca/Mg	Fe/(Ca+Mg)	Al/(Na+K+Ca+Mg)
1	0,20	0,21	0,57	0,18	—	99,42	14,9	0,9	0,6	0,74
2	0,20	0,27	0,96	0,22	—	99,49	5,0	1,0	0,4	0,53
3	0,24	1,42	—	Следы	—	99,59	2,8	1,5	0,6	1,09
4	0,21	1,82	—	”	0,10	99,81	42,0	0,9	0,5	0,80
5	0,21	2,71	—	0,20	Не опр.	99,59	7,6	0,8	0,3	0,66
6	0,16	1,30	—	0,52	0,63	99,50	4,4	0,6	0,3	0,48
7	Не опр.	—	0,14	—	—	99,80	3,1	0,7	1,3	1,44
8	0,09	0,69	0,59	0,10	—	99,79	2,5	0,9	0,6	1,17
9	—	0,55	—	—	—	99,95	5,1	1,5	0,4	0,90
10	—	1,06	—	—	—	99,79	9,8	1,8	0,5	0,96
11	—	1,43	—	—	—	99,72	5,0	1,2	0,3	0,59
12	—	0,53	—	—	—	100,00	4,8	1,7	0,3	0,75
13	—	1,15	0,54	0,03	—	99,88	4,3	0,6	0,7	1,32
14	0,06	0,11	0,21	—	—	99,79	2,4	0,8	0,7	1,06

Примечание. Породы, богатые Са, амфиболитовой (1, 2, 3) и эпидот-амфиболитовой (4, 5, 6) фаций: 1 — кристаллические сланцы основного состава, 2 — амфиболиты, 3 — биотит-куммингтонитовые плагиогнейсы, 4 — амфибол-плагиоклазовые сланцы, 5 — орто-амфиболит, 6 — амфиболит; породы амфиболитовой фации, бедные Са: 7 — гранат-ставролит-кианит-биотитовый кристаллический сланец, 8 — плагиогнейсы; породы гранулитовой фации: 9—12 — сланцы, богатые Са (9 — дупироксен-плагиоклазовые кристаллические, 10, 11, 12 — амфибол-клинопироксен-плагиоклазовые), 13—14 — бедные Са (13 — гранатовые эндробиты, 14 — чарнокиты); не опр. — не определено.

По своим петрохимическим особенностям породы этой группы относятся к натрово-кальциевому, натрово-магнезиальному и натрово-кальциево-магнезиальному рядам (см. табл. 38, 39). Общей особенностью их является то, что по соотношению щелочей они относятся к натровому ряду.

Другая группа пород, имеющая подчиненное значение в составе ганальского комплекса, представленная терригенно-осадочными и кислыми вулканитами, является в большей своей части бедной Са (см. табл. 38, 39). По исходному составу они соответствуют грауваккам (анализы 4, 8, 14, см. табл. 39), монтмориллонитовым глинам (анализы 4, 13, см. табл. 38), каолинитовым глинам (7, см. табл. 39), кварцевым кератофирам (анализ 6, см. табл. 38). По петрохимическим особенностям они относятся к натрово-магнезиальному ряду.

На основании имеющихся данных не представляется возможным определить специализацию ганальского комплекса в отношении щелочно-земельных металлов. В целом его можно отнести к натрово-щелочно-земельному ряду, точнее не определенному.

Возраст метаморфизма ганальского комплекса И.А. Тарарин с соавторами [1973] считают мезозойским. В.И. Шульдинер и Л.Л. Герман [1972] относят выделяемую ими в составе ганальского комплекса стеновую серию к позднему протерозою—раннему палеозою. Возраст метаморфизма собственно ганальской серии считается ими более древним — докембрийским. Для плагиигранитов, прорывающих стеновую серию, эти авторы приводят данные радиологического возраста 473 млн. лет (Rb-Sr метод), что подтверждает, вероятно, наличие раннепалеозойского этапа метаморфизма в Ганальском хребте.

По представлениям автора, ганальский комплекс, как и срединный, претерпел три этапа метаморфизма — в раннем палеозое, на рубеже палеозоя и мезозоя и в позднемеловое время.

Условия метаморфизма. Породы Ганальского хребта испытали зональный метаморфизм, причем степень метаморфизма увеличивается с севера на юг, от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций.

Исследованиями И.А. Тарарина [1979] установлено, что этому метаморфизму предшествовал более ранний, связанный с контактовым воздействием габброидов, внедрявшихся на ранних этапах развития Камчатской эвгеосинклинали. Поздний региональный метаморфизм зонального типа наложен на эти габброиды и связанные с ними высокотемпературные образования.

Рассмотрим вначале зональность регионального метаморфизма. Среди пелитовых бедных Са пород зеленосланцевой фации регионального метаморфизма установлены парагенезисы двух температурных субфаций. В наиболее низкотемпературной — кварц-альбит-мусковит-хлоритовой распространены следующие прагенезисы:  $Sti + Chl + Ser + Ab_{0-5} + Q$ ;  $Ep + Chl + Sti + Ser + Ab_{0-5} + Q$ ;  $Ep + Pum + Ser + Chl + Ab_{0-5} + Q$ . С появлением в породах биотита намечается переход к более высокотемпературной кварц-альбит-эпидот-биотитовой субфации.

В богатых Са породах — метабазитах, соответствующих кварц-альбит-

мусковит-хлоритовой субфации, отмечены следующие парагенезисы:  $Ep + Pum$ ;  $Q + Ser + Chl + Ep + Pum + Ab_{0-5}$ ;  $Q + Ep + Pum + Chl + Cc + Ab_{0-5}$ ;  $Q + Ep + Pum + Chl + Cc + Ab_{0-5}$ ;  $Pum + Cc + Chl + Ser + Ab_{0-5}$ ;  $Ser + Chl + Gl + Q + Ep + Ab_{0-5}$ ;  $Q + Ep + Chl + Ser + Act + Ab_{0-5}$ ;  $Ser + Cc + Ep + Ab_{0-5} + Chl$ ;  $Chl + Ser + Act + Ep + Ab_{0-5}$ .

С повышением температуры метаморфизма пумпеллиит исчезает и появляется актинолит в ассоциации с альбитом, эпидотом, хлоритом и кальцитом. Отмечается появление глаукофана (кроссита), образующего оторочки вокруг реликтовых зерен моноклинного пироксена и роговой обманки. Дальнейшее повышение температуры приводит к полному исчезновению первичных текстур и структур вулканогенных пород. В этих условиях (кварц-альбит-эпидот-биотитовая субфация) отмечаются следующие парагенезисы:  $Ep + Cc + Chl + Ab_{0-5}$ ;  $Q + Bi + Cc + Ep + Chl + Ab_{0-5}$ ;  $Q + Bi + Chl + Ep + Ab_{0-5} + Act$ ;  $Ab_{0-5} + Ep + Act_{2,9} + Chl$ . Породы эпидот-амфиболитовой фации распространены значительно меньше, чем породы зеленосланцевой фации, они образуют зону шириной 2–2,5 км.

Нижняя температурная граница эпидот-амфиболитовой фации устанавливается по исчезновению в породах железистого хлорита и актинолита и появлению сине-зеленой роговой обманки. Типичным минеральным парагенезисом богатых Са пород этой зоны является  $Bi_{4,2-4,8} + Hb_{4,3-5,1} + Pl_{2,6-3,5} + Ep + Q$ .

Образования амфиболитовой фации, охватывающие южную часть Ганальского хребта, приурочены к Юрчикскому массиву габброидов. Метаморфизму этой фации подвержены все распространенные здесь свиты ганальского комплекса. Среди бедных Са метаморфических пород распространены биотитовые, гранат-биотитовые, гранат-биотит-кордиеритовые, гранат-ставролит-биотитовые сланцы, гнейсы и плагиогнейсы.

Наиболее низкотемпературными среди образований амфиболитовой фации данного района являются кианит-андалузит-гранат-ставролит-биотитовые сланцы, среди которых установлен парагенезис  $Ky + And + Gr_{8,6} + St + Bi + Pl_{2,3} + Q$  [Герман и др., 1976].

В соответствии с количественной диаграммой В.В. Федькина [1975], составленной для ставролитовой фации, этому парагенезису при метаморфизме соответствовало  $P_s \approx 5,2 - 5,5$  кбар. Более высокотемпературные парагенезисы относятся к биотит-силлиманитовой и гранат-кордиеритовой субфациям амфиболитовой фации. В гранатсодержащих гнейсах и сланцах этих субфаций гранат обычно зонален. Ядра гранатов более магнезиальны и менее марганцовисты, чем краевые зоны (табл. 40), что свидетельствует о регрессивном характере метаморфизма. Температура этого метаморфизма, определенная по гранат-биотитовому геотермометру, составляла 600–650°C, а давление — 4–6 кбар (гранат-кордиеритовый геобарометр).

Среди богатых Са пород амфиболитовой фации наиболее распространены амфиболовые и клинопироксен-амфиболовые сланцы и амфиболиты. Реже встречаются биотит-куммингтонитовые и амфибол-куммингтонитовые плагиогнейсы. Среди них установлены следующие парагенезисы:  $Hb_{4,7} + Pl_{3,5-3,8} + Sph$ ;  $Hb_{4,7} + Pl_{3,8} + Mt + Q$ ;  $Hb_{5,1} + Cum_{4,5} + Bi + Pl_{3,8} + Q + Mt$ ;  $Hb_{4,8} + Pm_{3,8} + Pl_{3,8-4,5} + Mt + Sph$ .

Таблица 40

Состав минералов и температуры равновесий гранат-биотит-кордиеритовых плагиогнейсов ганальского комплекса, по И.А. Тарарину [1979], вес. %

Минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	
Обр. 555-А						
<i>Ar</i>	35,71	0,02	21,86	32,82	4,86	
<i>Bi</i>	35,40	1,98	19,56	20,52	Следы	
<i>Pl<sup>XX</sup></i>	64,86	0,02	23,18	0,02	—	
Обр. 426-И						
<i>Gr</i>						
ядро	—	—	21,30	37,49	2,29	
край	—	—	21,19	38,04	3,17	
<i>Bi</i>	—	2,5	19,63	19,32	0,12	

Примечание. Все железо в форме FeO; состав *Pl*, мол. %: *A<sub>1</sub>* = 23,1; *A<sub>2</sub>* = 75,3, *Or* = 1,6. Формулы минералов рассчитаны кислородным методом.

Таблица 41

Парагенезисы, состав минералов и температуры образования двупироксеновых сланцев ганальского комплекса, по И.А. Тарарину [1979] и С.А. Шеке [1975], вес. %

№ обр.	Минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
545	<i>Hyp</i>	52,10	0,13	0,66		23,90*	1,15
	<i>Cpx</i>	49,90	0,20	1,40		11,80*	0,70
	<i>Hb</i>	46,60	1,82	8,51		14,73*	0,40
Щ-805-А	<i>Hyp</i>	51,28	0,40	3,26	1,81	18,64	0,57
	<i>Cpx</i>	50,53	0,71	4,56	3,79	7,46	0,20
538-Н	<i>Hyp</i>	53,20	0,07	1,32		18,70*	0,58
	<i>Cpx</i>	53,79	0,31	2,27		8,00*	0,34
538-Н	<i>Pl</i>	52,89	0,01	30,09		0,31*	0,08
539	<i>Hyp</i>	53,44	0,11	1,06		21,41*	0,58
	<i>Cpx</i>	53,08	0,19	0,61		8,43*	0,29

\* Все железо в форме FeO.

Примечание. Состав плагиоклаза обр. 538-Н; *A<sub>1</sub>* — 61,5 мол. %; *A<sub>2</sub>* = 37,4, *Or* = 1,1 мол. %. Парагенезисы: обр. 545 — *Hyp* + *Cpx* + *Hb* + *Pl* + *Or*; обр. Щ-805-А —

В южной части Ганальского хребта отмечаются породы высокотемпературных ступеней, относящихся к гранулитовой фации. Распространение этих пород ограничено узким ореолом, обрамляющим Юрчикский габброидный массив, и происхождение их связано с контактовым воздействием этого массива на вмещающие породы.

Ряд исследователей [Герман, 1973, 1978; Герман и др., 1976] считают породы выходом архейского высокометаморфизованного фундамента. Однако недавними исследованиями И.А. Тарарина [1979] доказана их контактовая природа. К такому же выходу пришел и автор, проводивший исследования в Ганальском хребте в 1971 и 1973 гг. Согласно данным И.А. Тарарина, основные выходы гранулитов распространены в зонах пологих контактов габброидного массива с вмещающими породами. При

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	X <sub>Mg</sub>	T, °C
4,78	0,97	0,01	0,00	100,85	0,185	650
9,23	0,00	0,29	8,59	95,57	0,445	
1,07	4,89	8,79	0,30	103,13	—	
7,20	1,16	—	—		0,215	600
6,03	1,08	—	—		0,206	
16,41	—	—	8,60		0,601	

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	X <sub>Mg</sub>	T °C
19,50	1,22	0,22	0,01	98,66	0,582	880
12,40	20,60	0,34	0,00	96,71	0,638	>900
12,50	10,30	1,32	0,65	96,70	0,595	
22,01	0,74	0,25	0,07	99,53	0,661	
13,79	17,66	0,30	0,05	99,66	0,689	860
24,10	0,65	0,02	0,02	98,65	0,690	
13,90	21,60	0,38	0,01	100,58	0,748	780
0,00	12,62	4,23	0,20	100,44		
21,79	0,90	0,00	0,00	99,29	0,638	
13,22	22,24	0,41	0,00	99,47	0,730	

*Hyp + Crx + Pl + Or*; обр. 538-Н — *Bi + Crx + Hyp + Pl + Or*; обр. 539 — *Hyp + Crx + Pl + Or*.

крутых же падениях плоскости контакта зона гранулитов имеет ширину всего 20–30 м.

Среди основных пород контактового ореола отмечаются клинопироксен-амфибол-плаггиоклазовые, двупироксен-плаггиоклазовые, гиперстен-плаггиоклазовые и гиперстен-амфибол-плаггиоклазовые сланцы. Температуры формирования плаггиоклазовых сланцев, определенные по двупироксеновому и пироксен-амфиболовому геотермометрам, составляют 780–900 °C (табл. 41).

В составе бедных Са пород установлены парагенезисы *Alm + Hyp + Cor + Bi + Pl + Q ± Or*; *Hyp + Cor + Bi + Pl + Q*; *Alm + Bi + Cor + Pl + Q ± Or*, свидетельствующие о проявлении высокотемпературного метаморфизма гранат-кордиерит-гиперстеновой субфации. Температуры метаморфизма и 8. Зак. 271

Таблица 42

Состав минералов и физико-химические условия образования кислых гранулитов ганальского комплекса, по И.А. Таранину [1979] и С.А. Шеке [1975], вес. %

№ обр.	Ми-нерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO
535-Л	<i>Gr</i>	39,60	0,05	22,0	—	29,00*	1,16	7,59
	<i>Нур</i>	49,10	0,24	4,48	—	26,90*	0,48	16,40
	<i>Вн</i>	35,80	4,90	16,10	—	16,40*	0,06	10,80
	<i>Сор</i>	48,37	0,01	32,06	—	6,77*	0,14	9,09
535-Е	<i>Gr</i>	40,84	0,09	20,82	Следы	27,83	0,94	7,85
	<i>Нур</i>	48,74	0,24	5,08	"	27,58	0,38	17,29
	<i>Вн</i>	35,71	4,64	16,87	3,22	15,80	0,07	10,92
Щ-955-И	<i>Gr</i>	41,21	0,15	20,86	1,15	21,03	5,84	8,10
	<i>Нур</i>	50,33	0,26	6,25	2,96	19,22	1,50	19,10
	<i>Сор</i>	49,60	0,04	32,60	0,53	4,80	0,36	9,56
	<i>Вн</i>	38,13	5,12	16,67	2,29	13,63	0,29	13,31
3521/18	<i>Gr</i>	41,15	0,07	20,68	1,52	26,50	1,01	7,02
	<i>Нур</i>	51,94	0,36	8,02	—	23,16	0,28	14,34
	<i>Вн</i>	36,00	3,85	17,35	4,07	14,70	Следы	11,60
Щ-954-М	<i>Gr</i>	41,41	0,22	20,22	4,26	24,06	0,62	7,47
	<i>Нур</i>	51,33	0,45	5,63	6,91	19,15	0,45	15,48
	<i>Вн</i>	38,48	4,62	17,35	1,27	14,26	0,03	11,73
557-Е	<i>Gr</i>	36,85	0,03	21,69	0,37	29,87	1,63	6,98
	<i>Вн</i>	35,85	3,82	16,55	0,53	19,75	0,10	11,57
536-В	<i>Gr</i>	41,00	0,09	20,72	Следы	27,57	1,75	6,23
	<i>Вн</i>	34,08	3,79	18,28	0,00	18,37	0,14	10,46

\*Все железо в форме FeO.

Примечание. Не опр. — не определено.

давление, определенное по составам железомagneзиальных минералов из этих парагенезисов (табл. 42), составляли соответственно 700–730°C и 7,5–9,5 кбар.

Таким образом, приведенные выше материалы свидетельствуют о длительном полифазальном характере метаморфических преобразований отложений Ганальского хребта. Основным событием, в результате которого оформился современный облик пород ганальского комплекса, явился зональный метаморфизм в условиях средних глубин, проявившийся, вероятно, на рубеже палеозоя и мезозоя.

#### ЯПОНО-САХАЛИНСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА

Японо-Сахалинская островная дуга включает острова Японии и о-в Сахалин. Среди метаморфических зон Японии в настоящее время выделяют нижнепротерозойские, палеозойские и мезозойские (рис. 25). Мезозойские зоны Японии имеют свое продолжение и на о-ве Сахалин.

Одной из особенностей метаморфических зон Японии является то, что здесь имеется выход нижнепротерозойского фундамента (комплекс

CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сум- ма	X <sub>Mg</sub>	T, °C	P, кбар
1,00	0,04	—	—	—	97,74	0,311		
0,15	0,02	0,02	Не опр.	—	97,79	0,517	715	8,5
0,01	0,09	9,87	"	—	94,03	0,540		
0,03	0,12	0,01	"	—	96,60	0,702		
0,78	0,03	0,02	Следы	0,38	99,58	0,324		
0,08	0,10	0,07	"	0,29	99,85	0,525	725	8,4
0,45	0,43	7,92	3,16	0,29	99,61	0,509		
1,65	Следы	0,09	—	—	99,99	0,338		
0,04	—	—	—	—	99,66	0,593	700	7,5
0,40	0,09	0,43	1,52	—	99,93	0,751		
0,44	0,33	8,02	1,62	—	100,01	0,598		
1,87	—	—	—	—	99,82	0,303		
0,68	—	—	—	—	98,78	0,497	700	9,5
0,20	0,84	7,50	3,63	—	100,04			
0,97	0,10	0,12	—	—	99,45	0,318		
0,19	—	—	—	—	99,59	0,516	—	—
—	0,55	8,02	3,08	—	99,62	0,579		
1,88	0,08	0,06	—	0,42	99,86	0,282	—	—
0,09	0,34	6,78	4,14	0,20	99,90	0,503		
1,44	0,33	0,37	—	0,38	99,88	0,275	700	—
0,92	Не опр.	Не опр.	1,56	0,35	97,55	0,502		

Хида), отличающегося по характеру метаморфизма от типичных линейных метаморфических зон островных дуг и сходного с одновозрастными комплексами Монголо-Охотского пояса и складчатого обрамления востока и юга Китайской платформы.

#### Метаморфический комплекс Хида

Метаморфический пояс Хида расположен во внутренней части центрального Хонсю (см. рис. 25). В пределах пояса наиболее крупные поля метаморфических пород распространены на территории гор Хида (плато Хида). Комплекс Хида представлен в основном биотит-амфиболовыми и амфиболовыми гнейсами, кианит-ставролит-слюдяными сланцами, мраморами, кальциево-силикатными породами, амфиболитами. Комплекс метаморфических пород прорывается гранитами Фунацу раннемезозойского возраста [Nozawa, 1977].

Все исследователи, изучавшие метаморфический комплекс Хида, отмечают его полиметаморфическое происхождение. Первый, наиболее ранний этап прогрессивного регионального метаморфизма относится,

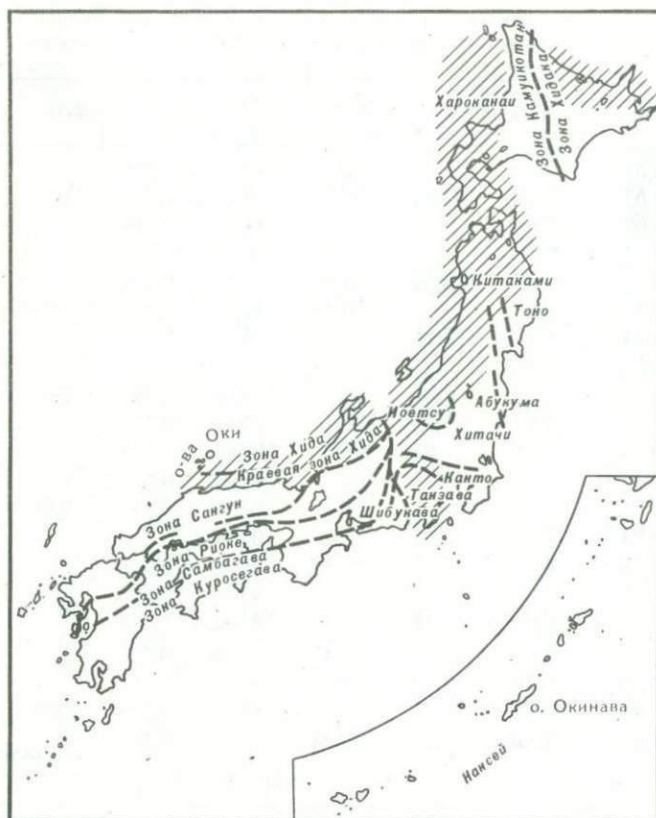


Рис. 25. Схема метаморфических поясов Японии [Notes..., 1970]

Штриховкой показаны области распространения формации зеленых туфов, пунктиром — границы поясов

вероятно, к раннему протерозою: Об этом свидетельствуют полученные в последнее время данные радиологического возраста слюд из силлиманитовых гнейсов гальки пермских конгломератов. Возраст определен K-Ar и Rb-Sr методами и составляет 1500–1985 млн. лет [Shibata et al., 1971; Shibata, Adachi, 1972]. Вероятно, что последующие метаморфические преобразования комплекс Хиды претерпел в позднем протерозое и в каледонскую эпоху, о чем могут свидетельствовать имеющиеся данные радиогеохронологических определений возраста гранитов — 1200 млн. лет (Rb-Sr метод [Sato et al., 1967]) и метаморфических пород — 500 млн. лет (K-Ar метод [Nozawa, 1977]), однако более достоверных доказательств этому не имеется.

С раннемезозойской орогенической фазой, сопровождавшейся внедрением гранитов Фунацу, связан, вероятно, самый поздний этап метаморфизма пород комплекса Хиды. Этот метаморфизм сопровождался местами интенсивной мигматизацией пород комплекса Хиды и носил регрессивный характер.

Литолого-петрографический состав комплекса довольно разнообразен, но, судя по имеющимся данным, преобладают породы, богатые Са. Так, в бассейне р. Одори, где, по исследованиям М. Сузуки [Suzuki, 1977], распространены породы гранулитовой фации метаморфизма, в составе комплекса преобладают мраморы и ассоциирующие с ними известково-силикатные гнейсы, состоящие из клинопироксена, роговой обманки, плагиоклаза, ортоклаза, кварца, кальцита, графита. Гнейсы основного и апопелитового состава распространены незначительно.

Известково-силикатные гнейсы относятся к натрово-кальциевому петрохимическому ряду и интерпретируются как карбонатные граувакки и песчаники (табл. 43, анализ 1) и карбонатные песчаники и глины (2). Натрово-кальциевому ряду соответствуют и роговообманковые гнейсы, интерпретирующиеся как дациты (граувакки) (3), андезиты (граувакки, 4), базальты андезитовой формации (5), а также биотит-роговообманковые гнейсы, соответствующие по своему первичному составу андезитам (6).

Апопелитовые бедные Са гнейсы и сланцы — биотитовые, биотит-гранатовые, биотит-силлиманит-гранатовые, ставролит-кордиерит-гранат-силлиманит-биотитовые, ставролит-кордиерит-силлиманит-биотитовые распространены в составе комплекса незначительно. Их исходный состав интерпретируется как граувакки, монтмориллонитовые, каолинитовые, гидрослюдисто-монтмориллонитовые глины (7, 8, 9, 10, 11, 12).

**Условия метаморфизма.** До последнего времени петрология метаморфических пород комплекса Хида оставалась малоизученной. Некоторое представление об условиях метаморфизма можно составить, рассмотрев работы японских геологов, касающиеся отдельных районов зоны Хида (рис. 26). Эти районы охватывают восточную, центральную и юго-западную части зоны Хида.

Восточная часть плато Хида. В восточной части плато Хида метаморфические породы распространены в бассейнах рек Куробе, Катакаси, Хаяцуки, Егани (рис. 27). В верхней части бассейна р. Хаяцуки, по данным А. Фуджиёси [Fujiyoshi, 1973], наблюдается следующий разрез (снизу вверх): 1) мраморы; 2) апопелитовые гнейсы; 3) мраморы; 4) амфиболиты; 5) мраморы; 6) измененные (диафорированные) апопелитовые гнейсы, основные гнейсы, кварц-полевошпатовые гнейсы; 7) лептиты и лептитовые гнейсы. Апопелитовые гнейсы этой толщи содержат корунд, шпинель, гиперстен, кордиерит, андалузит, силлиманит, антофиллит, пиральспитовый гранат, скаполит, феррогастингсит. Кордиерит в апопелитовых гнейсах ассоциирует с андалузитом, силлиманитом, ортоклазом и гранатом. Андалузит отмечен только в измененных апопелитовых гнейсах (слой 6) и, по мнению А. Фуджиеси, появление его связано с более поздней регрессивной стадией постскладчатого метаморфизма. Отмеченная в апопелитовых гнейсах ассоциация  $Cor + Gr + Sill + Or$  свидетельствует о том, что степень метаморфизма пород комплекса Хида в описываемом районе достигала высокотемпературной гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации.

Однако, вероятно, большая часть метаморфических пород комплекса Хида относится к более низкотемпературной биотит-силлиманит-

Таблица 43

Химический состав метаморфических пород комплексов Хида и Сангун, вес. %

№ анализа	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>
1	58,02	1,14	15,80	0,25	4,21	0,07	1,29	10,89	2,51	2,88	—
2	49,77	0,20	14,26	0,63	1,90	0,08	1,47	20,09	1,25	1,28	0,35
3	62,96	0,91	13,61	0,51	4,32	0,11	1,89	11,39	2,50	0,34	—
4	67,67	0,82	12,38	0,23	3,93	0,08	0,75	6,10	2,33	1,38	—
5	53,34	0,91	18,70	2,86	5,16	0,09	3,52	7,77	4,71	1,23	0,24
6	60,51	0,73	17,93	0,63	5,72	0,08	1,86	5,52	3,82	1,89	0,16
7	67,76	0,43	15,44	0,02	3,10	0,04	1,29	1,13	2,11	7,91	0,14
8	59,91	0,61	17,61	1,22	4,95	0,13	3,53	4,24	2,63	1,91	0,19
9	48,19	0,82	24,99	—	7,77	0,22	7,19	2,45	4,19	1,88	0,17
10	59,40	1,38	20,86	0,33	10,38	0,17	1,70	1,32	1,36	1,90	0,25
11	58,58	1,12	17,74	2,98	6,79	0,24	2,07	2,06	3,31	1,86	0,38
12	56,57	0,96	19,93	2,53	5,17	0,06	0,98	3,22	5,60	1,74	0,35
13	53,77	0,74	10,23	1,92	17,51	2,36	2,45	8,70	0,23	0,12	0,17
14	59,06	1,94	13,43	1,44	5,03	0,02	1,34	9,52	2,65	2,63	0,23
15	62,10	0,70	15,78	1,09	3,50	0,11	1,46	9,95	3,29	0,48	0,21
16	57,42	0,83	17,22	1,76	5,03	0,11	3,38	6,49	3,84	1,25	0,20
17	57,35	0,74	16,56	2,49	4,72	0,05	3,37	5,44	3,15	1,64	0,24
18	64,16	0,97	15,27	1,80	4,39	0,16	2,37	2,44	4,20	0,94	0,29
19	52,92	0,76	17,66	4,72	4,53	0,14	4,34	7,20	2,51	0,65	0,24

Таблица 43 (окончание)

№ анализа	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	S	C	Сумма	Отношение петрогенных элементов, ат. кол			
							Na/K	Ca/Mg	Fe/(Ca + Mg)	Al/(Na + K + Ca + Mg)
1	2,48	0,14	—	—	—	99,68	1,3	6,1	0,3	0,84
2	0,67	0,11	8,73	0,04	—	100,48	1,5	10,1	0,08	0,60
3	2,06	0,14	—	—	—	100,74	11,4	4,3	0,3	0,79
4	4,65	0,13	—	—	—	100,45	2,5	6,1	0,4	1,06
5	1,41	—	—	—	—	99,94	5,8	1,6	0,5	0,91
6	0,70	0,24	0,03	—	—	99,82	3,1	2,1	0,6	1,15
7	0,62	0,15	0,02	—	—	100,18	0,4	0,6	0,8	1,06
8	2,36	0,18	—	—	0,38	99,86	2,1	0,8	0,5	1,52
9	1,62	0,15	—	0,08	0,47	100,20	3,4	0,2	0,5	1,24
10	1,58	0,04	—	—	—	100,67	1,1	0,5	2,2	2,69
11	2,41	0,5	—	—	—	100,04	2,7	0,7	1,5	1,49
12	2,60	0,05	—	—	—	99,76	4,8	2,3	1,3	1,44
13	2,00	0,49	—	—	—	100,69	3,0	2,6	1,2	0,90
14	0,64	—	—	—	—	100,10	1,6	0,4	5,3	0,76
15	0,28	0,21	—	—	0,45	99,61	10,6	4,9	0,3	0,94
16	1,56	0,29	0,18	—	—	99,56	4,6	1,4	0,5	0,96
17	2,71	0,25	0,85	—	—	99,56	3,0	1,2	0,5	1,03
18	2,55	0,22	—	—	—	99,76	6,8	0,7	0,8	1,16
19	3,94	0,17	—	—	—	99,78	6,2	1,2	0,5	1,05

Примечание. Комплекс Хида. Гнейсы: 1, 2 — клинопироксеновые (известково-силикатные), 3, 4, 5 — роговообманковые, 6 — гранат-роговообманково-биотитовые, 7 — биотитовые, 8 — графит-биотит-гранатовые, 9 — графит-силлиманит-гранат-биотитовые, 10 — силлиманит-гранат-биотитовый; сланцы: 11 — ставролит-кордиерит-гранат-силлиманит-биотитовый, 12 — ставролит-кордиерит-силлиманит-биотитовый; 13 — гранат-клинопироксен-кварцевая ("эклогитоподобная") порода; гнейсы: 14 — двуспироксеновый; 15 — диопсид-плагноклазовый; 16 — биотит-роговообманково-плагноклазовый, 17 — биотитовый. Комплекс Сангун. Сланцы: 18 — эпидот-хлорит-мусковит-плагноклаз-кварцевый, 19 — мусковит-хлорит-эпидот-плагноклаз-кварцевый. Анализы 1—10, 13, 14 — по данным М. Сузуки [Suzuki, 1977], 11—12 — по данным М. Асами и М. Адачи [Asami, Adachi, 1976], 15—19 — по данным Н. Ямада с соавторами [Yamada et al., 1977].



Р и с. 26. Схематическая карта распространения метаморфических пород комплекса Хида  
 1 — метаморфические породы комплекса Хида; 2 — гранитоиды группы Фунацу; 3 — палеозойские образования; I — восточная часть зоны Хида; районы: II — р. Тога, III — р. Одори, IV — Арасимадаке

ортоклазовой субфации, вплоть до границы с кварц-мусковитой субфацией. Метаморфические породы этих субфаций описаны М. Адачи [Adachi, 1973] в гальках из пермских конгломератов района Камиасо, располагающегося в южной части плато Хида.

В этих породах установлены следующие полиминеральные парагенезисы:

- 1)  $Shp + Alm + Sill + Bi + Pl + Q + Mic$ ;
- 2)  $Alm + Mu + Sill + Bi + Pl + Or + Q$ ;
- 3)  $Alm + Or + Bi + Q + Pl$ .

$K_D$  граната из 2- и 3-го парагенезисов по химическим анализам соответственно равны 0,201 и 0,130 и биотита по показателям преломления — 0,482 и 0,416. Эти данные позволяют оценить минимальные температуры метаморфизма, соответствующие переходу от кварц-мусковитовой к гранат-биотит-ортоклазовой субфации в интервале 620–650° С.

В бассейне р. Куробе (см. рис. 27) распространены ставролитсодержащие сланцы, среди которых Ю. Хирои [Hiroi, 1975] отмечена ассоциация  $St + Alm + Ky + Sill + Bi + Q + Pl$ , соответствующая первой, наиболее ранней стадии метаморфизма пород Хида. С более молодой эпохой метаморфизма, сопровождавшейся интенсивными деформациями пород, локальным метасоматозом и внедрением гранитоидов Фунацу, связано появление андалузита и фибrolита.

В ставролит-гранат-биотитовых сланцах установлены следующие показатели преломления [Ishioka, Suwa, 1956]: ставролит —  $N_g = 1,749$ ,  $N_p = 1,737$ , гранат —  $N = 1,803 \pm 0,004$ , биотит  $N_m = 1,631$ ,  $N_p = 1,597$ . Железистость ставролита (в зависимости от  $N_g$ , по диаграмме В.В. Федькина [1975]) составляет 79%, железистость граната и биотита (определены по диаграммам М.А. Мишкина [1969]) соответственно равна 79 и 38%.

Температура метаморфизма по биотит-гранатовому геотермометру Л.Л. Перчука соответствует 560° С, по гранат-ставролитовому — 600° С (по гранат-ставролитовому геотермометру В.В. Федькина — 620° С). На количественной диаграмме  $P_s-T$  для ставролитовых пород с использованием величины железистости ставролита в парагенезисе  $St_{79} + Alm + Ky + Bi + Q$  температура формирования составляет 600° С, давление — 5,5 кбар (рис. 28).

Центральная часть плато Хида. Метаморфические породы центральной части плато Хида рассматривались М. Сузуки [Suzuki, 1973], М. Асами и М. Адачи [Asami, Adachi, 1976].

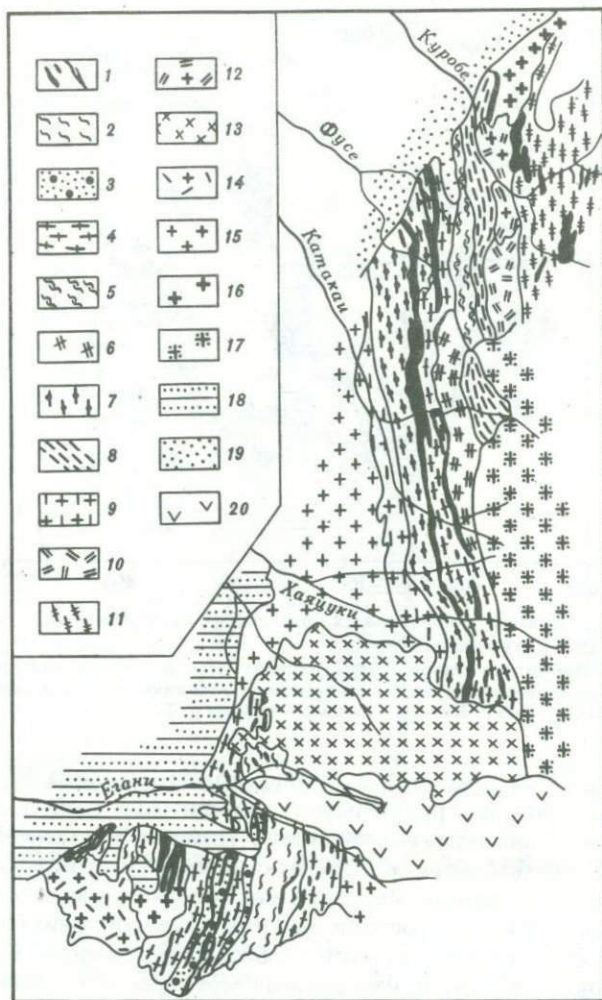


Рис. 27. Геологическая карта восточной части зоны Хида, по Т. Кано [Кано, 1973], со схематизацией

1 — кристаллические известняки; гнейсы; 2 — биотитовые, 3 — роговообманковые и амфиболиты, 4 — силикатно-известковистые, 5 — калиево-полевошпатовые порфиробластические, 6 — полосчатые, 7 — очковые; 8 — лептиты с прослоями ставролитовых сланцев; 9 — калиево-полевошпатовые порфиробластические разгнейсованные граниты; 10 — роговообманковые габбро; 11 — диоритовые мигматиты; 12 — габбро-гранитоидный комплекс; 13 — граниты Симонамото; 14 — гранито-диоритовый комплекс; граниты: 15 — мелкозернистые Фунацу, 16 — крупнозернистые Фунацу, 17 — Кекачадаке; отложения: 18 — третичные, 19 — четвертичные; 20 — вулканические породы Татейяма

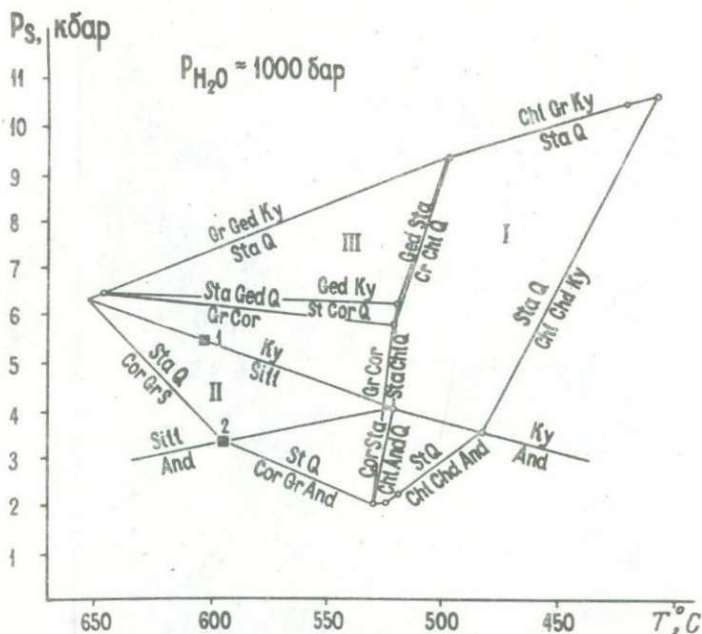


Рис. 28.  $P$ - $T$ -диаграмма минеральных равновесий ставролитовых фаций, по В.В. Федькину [1975], с упрощениями

Минеральные фации: I — ставролит-хлоритовая; II — ставролит-кордиеритовая; III — ставролит-жедритовая. Точка 1 соответствует условиям формирования ставролитовых сланцев бассейна р. Куробе; точка 2 — района р. Тога

В районе р. Тога (рис. 29) в составе комплекса Хида М. Асами и М. Адачи выделяют три группы пород: апопелитовые гнейсы, карбонатные породы и метабазиты. Апопелитовые гнейсы представлены гранат-биотитовыми, биотитовыми, кордиерит-силлиманит-биотитовыми, часто со ставролитом, разностями. Местами в них содержится андалузит и мусковит. Незначительно распространены гранат-куммингтонит-биотитовые и графит-мусковит-корунд-калиевошпат-биотитовые гнейсы. Среди карбонатных пород преобладают кальцитовые мраморы — массивные и полосчатые. С последними часто ассоциируют кальциево-силикатные породы. Среди них отмечены следующие парагенезисы минералов:  $Woll + Q + Pum$ ;  $+ Woll + Pum + Cc$ ;  $Cr + Woll + Pum + Q$ ;  $Pum + Gr + Pl + Ep + Cc$ .

Метабазиты представлены биотит-роговообманковыми, роговообманковыми гнейсами, амфиболитами, в том числе и гранатовыми. Метаморфическая толща прорывается слабаразгнейсованными, биотитовыми адаметит-гранодиоритами группы Фунацу.

Среди ставролитсодержащих гнейсов в наиболее полиминеральных парагенезисах установлены следующие минералы:  $Q + Pl + Bi + Gr + Sill + Cor + St + And + Mu$ . Оптические константы минералов (табл. 44) свидетельствуют о высокой железистости ставролита, граната, кордиерита и биотита. Использование этих данных позволяет определить с помощью

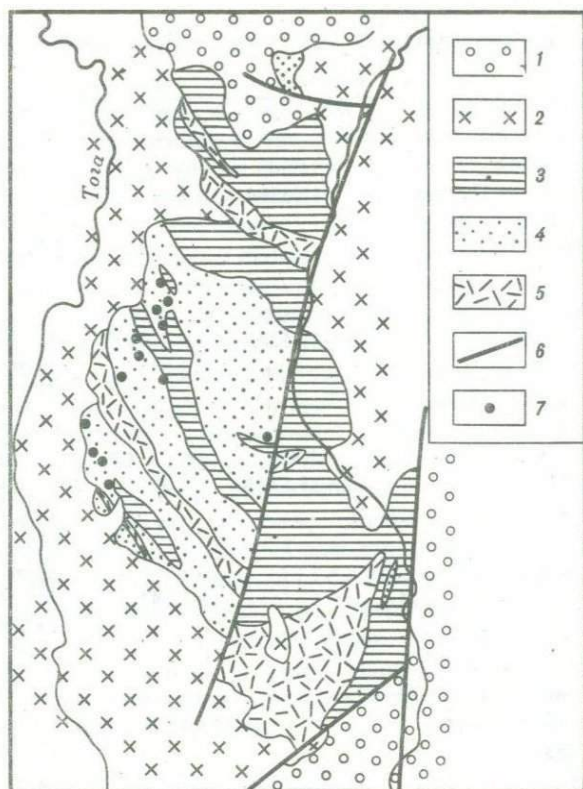


Рис. 29. Геологическая карта бассейна р. Тога, по М. Асами и М. Адачи [Asami, Adachi, 1976]

1 — четвертичные отложения; 2 — биотитовые адамеллиты; 3 — мраморы; гнейсы: 4 — апеллитовые, 5 — основные; 6 — разломы; 7 — точки наблюдения ставролит-содержащих парагенезисов

количественной  $T$ - $P$ -диаграммы (см. рис. 28), что формирование ставролитовых пород района Тога происходило при  $T = 590^\circ\text{C}$  и  $P_s = 3,2$  кбар.

К югу от района Тога, в бассейне р. Одори (префектура Гифу) метаморфические породы описаны М. Сузуки [Suzuki, 1977]. Метаморфический комплекс Хида в бассейне р. Одори (см. рис. 26) представлен известково-силикатными гнейсами, мраморами, роговобманково-клинопироксеновыми, биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами. Среди гнейсов основного состава М. Сузуки установлены "эклогитоподобные" породы ( $Alm + Pm + Hvb + Bi + Q$ ), образующие линзы незначительного размера, а также корундсодержащие гнейсы. В составе пироксеновых гнейсов установлен парагенезис  $Hyp + Pm + Gr + Hvb + Or + Pl + Q$ .

Бедные Са высокоглиноземистые породы встречаются весьма редко в этом районе. Среди них отмечаются разности с парагенезисом  $Alm + Bi + Or + Sill + Pl + Q$ , свидетельствующим о проявлении метаморфизма силлиманит-ортоклаз-биотитовой фации.

Оптические свойства минералов из ставролитовых гнейсов района Тога [Asami, Adachi, 1976].

№ обр.	St	Cor	Gr	Bi	Pl
1	$Np = 1,738$ $Nm = 1,744$ $Ng = 1,750$ $2V_Z = 83-85^\circ$	Пинити- зирван	$n = 1,816$ $a = 11,536A$	$Nm = Ng =$ $= 1,641$	$Np \text{ min} = 1,541$ $Ng \text{ max} = 1,550$ $2V_X = 78-85^\circ$ ( $An_{25-26}$ )
2	$2V_Z = 83-84^\circ$	"	$n = 1,818$ $a = 11,532A$	$Nm = Ng =$ $= 1,640$	$Np \text{ min} = 1,542$ $Ng \text{ max} = 1,551$ $2V_X = 78-85^\circ$ ( $An_{26-27}$ )
3	$Nm = 1,745$ $Ng = 1,752$ $2V_Z = 84-87^\circ$	"	$n = 1,817$ $a = 11,534A$	$Nm = Ng =$ $= 1,643$	$Np \text{ min} = 1,542$ $Np \text{ max} = 1,550$ $2V_X = 78-86^\circ$ ( $An_{26}$ )
4	$2V_Z = 83-85^\circ$	$Nm = 1,552$ $2V_X = 74-$ $- 76^\circ$	$n = 1,814$ $a = 11,541A$	$Nm = Ng =$ $= 1,641$	$Np \text{ min} = 1,541$ $Ng \text{ max} = 1,551$ $2V_X = 78-85^\circ$ ( $An_{25-27}$ )
5	$Np = 1,740$ $Nm = 1,746$ $Ng = 1,753$ $2V_Z = 83-86^\circ$	$2V_X = 73-$ $- 75^\circ$		$Nm = Ng =$ $= 1,651$	$Np \text{ min} = 1,539$ $Ng \text{ max} = 1,549$ $2V_X = 77-84^\circ$ ( $An_{21-24}$ )

По представлениям М. Сузуки [Suzuki, 1977], породы бассейна р. Одори подверглись прогрессивному метаморфизму гранулитовой фации, температуры которого по гранат-пироксеновому и орто-клинопироксеновому геотермометрам составляли 730–800°C, а давление — около 5 кбар. На продукты гранулитового метаморфизма позднее был наложен метаморфизм амфиболитовой фации, температуры которого по гранат-биотитовому геотермометру соответствовали 600–650°C (доклад М. Сузуки на XIV Тихоокеанском научном конгрессе в 1979 г.). Исследования гранатов из пироксеновых и апопелитовых гнейсов на микрозонде показывают, что они имеют регрессивную зональность. Это подтверждает выводы М. Сузуки о проявлении в изученном районе двух этапов метаморфизма. Характер профилей содержания элементов в центральной части зерен гранатов свидетельствует о высоких (более 650°C) температурах раннего метаморфизма.

Юго-западная часть зоны Хида. Район Арасимадаке. В р-не Арасимадаки [Asami, 1972] (см. рис. 26) распространены биотит-роговобманковые гнейсы и кристаллические известняки с подчи-

ненным количеством апелитовых и кварц-полевошпатовых сланцев. Среди апелитовых сланцев распространены силлиманит-мусковит-биотитовые и ставролитовые. Ставролит здесь ассоциирует с гранатом, силлиманитом, андалузитом, биотитом, плагиоклазом и кварцем. Присутствие силлиманит-мусковит-биотитовых сланцев указывает на более низкую степень метаморфизма пород этого района, являющуюся, вероятно, переходной к кварц-мусковитовой фации. В некоторых разностях апелитовых сланцев установлен хлоритоид, появление которого М. Асаи связывает с более поздней стадией метаморфизма.

Таким образом, в настоящее время предварительно намечается определенная метаморфическая зональность в пределах плато Хида. В краевых частях этой области метаморфизм соответствует границе кварц-ставролит-мусковитовой и кварц-силлиманит-ставролитовой фаций и повышается к центральным частям плато Хида (район р. Одори), где установлены минеральные парагенезисы гранулитовой фации. Однако характер наиболее древней зональности, которую мы относим к раннему протерозою, в значительной мере затушеван более поздними процессами метаморфизма. Об этом свидетельствуют, вероятно, различные величины давления метаморфизма ставролитовых сланцев районов Тога и Куробе. Не исключено, что эти сланцы могут относиться к разновозрастным комплексам. Часть метаморфических пород зоны Хида, вероятно, имеет и палеозойский возраст, на что указывает находка фауны каменноугольного возраста в метаморфических сланцах (устное сообщение Т. Нозава). Эти сланцы, возможно, следует относить к палеозойскому комплексу Сангун, протягивающемуся южнее плато Хида.

### Метаморфический комплекс Сангун

Метаморфический комплекс Сангун представляет собой отдельные выходы блоков метаморфических пород, распространенные главным образом в провинциях Чугоку и Северном Кюсю (см. рис. 25). Наиболее крупные из них показаны на рис. 30. Тектонически, однако, эти отдельные блоки рассматриваются всеми исследователями как составляющие единый региональный метаморфический пояс, протягивающийся примерно параллельно главной оси Юго-Западной Японии (см. рис. 25).

Восточная часть пояса Сангун представляет собой узкую дугообразную зону, окружающую докембрийский пояс Хида. Эту зону отдельные исследователи называют краевым поясом Хида. Кроме того, породы, сходные со сланцами Сангун, выходят на поверхность небольшими участками и несколько восточнее, в районах Джоэту и Садо. На западе породы комплекса Сангун распространены в северной части о-ва Кюсю. Пояс Сангун имеет сложное структурно-тектоническое строение. В его составе выделяется ветвь Сеньё, вытянутая вдоль Внутреннего моря, ветвь Саны, проходящая вдоль Японских островов на севере, и центральная область, сложенная палеозойскими неметаморфизованными породами [Kojima, 1953] (см. рис. 30).

Первичные породы пояса Сангун имели в основном пелитовый и псаммитовый состав, хотя в некоторых частях разреза содержались довольно

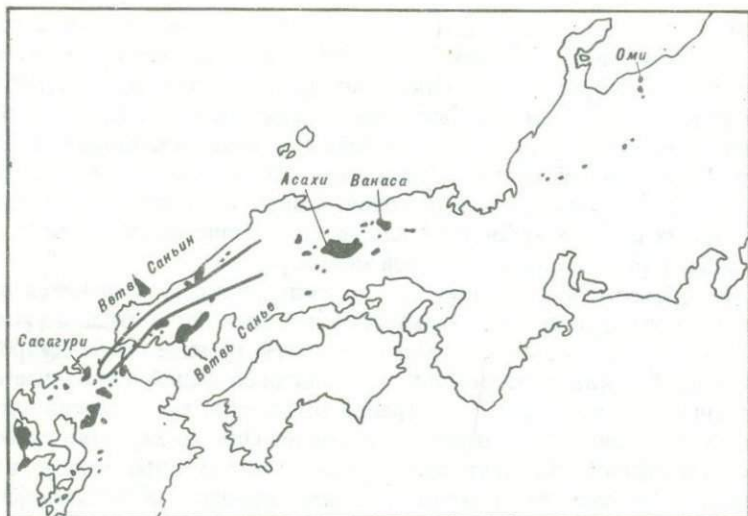


Рис. 30. Схема тектонического строения зоны Сангун [Kojima, 1953]

Черным цветом показаны наиболее крупные выходы метаморфических пород

значительные количества основных вулканитов. Подчиненное значение имели кремнистые сланцы и известняки.

Химические анализы пород комплекса Сангун из района Камихироси [Nozawa, 1977] (см. табл. 43) характеризуются группы пород, бедных и богатых Са.

Бедные Са эпидот-хлорит-мусковит-плагноклаз-кварцевые сланцы относятся к натрово-магнезиальному ряду и на диаграммах (см. рис. 3, 4) интерпретируются как монтмориллонитовые глины. Богатые Са мусковит-хлорит-эпидот-плагноклаз-кварцевые сланцы относятся к натрово-кальциевому ряду и по своему первичному составу могут быть отнесены к дацитам или грауваккам. Имеющиеся данные не позволяют в настоящее время с достаточным основанием охарактеризовать петрохимические особенности метаморфического комплекса Сангун в целом ввиду недостаточной изученности литологического состава разрезов отдельных его блоков.

Возраст первичных осадочных пород комплекса Сангун датируется в интервале от карбона до перми, однако не исключено, что в состав метаморфического комплекса Сангун входят и более древние образования. Сланцы пояса Сангун интродированы основными и ультраосновными породами — серпентинизированными дунитами и перидотитами и ассоциирующими с ними габброидами.

На севере о-ва Кюсю метаморфическая зона Сангун интродирована большим количеством гранитоидов. Гранитоиды Итосима и Асакура образуют удлиненные массивы (длиной до 90 км и более при ширине до 30 км), согласные или почти согласные с вмещающими кристаллическими сланцами. Они представлены гранодиоритами, тоналитами и биотитовым гранитами, всегда обладающими гнейсовидной текстурой. Гра-

Зона	Метапелиты	Метабазиты
А	$Q + Ab + Mu + Chl$	$Chl + Ab + Ep + Sph$
	$Q + Ab + Mu + Sti + Chl$	$Chl + Ab + Cc + Sph$
	$Q + Ab + Mu + Chl + Gr$	$Chl + Ab + Sph + Pum + Q$
	$Q + Ab + Mu + Ep + Gr$	$Gl + Ep + Chl + Ab + Mu$ $Act + Ep + Chl + Ab$
В	$Q + Ab + Mu + Chl + Sti + Gr$	$Hb + Ep + Chl + Ab + Sph$ $Hb + Ep + Chl + Ab + Mu + Sph$
С	$Q + Ab + Bi + Gr$	$Hb + Ep + Ab + Sph$
	$Q + Ab + Bi + Mu + Gr + Ep$	$Hb + Ab + Q + Sph$
	$Q + Ab + Bi + Mu + Ep$	$Hb + Ep + Bi + Ab + Sph$

ниты мелового возраста, внедрившиеся в этот пояс позже, образуют дискордантные тела, причем приконтактные изменения в связи с ними ограничены очень узкими зонами [Геологическое развитие . . . , 1968].

Метаморфические сланцы пояса Сангун перекрываются образованиями триаса, а по появившимся в последнее время данным — и породами верхнего карбона—перми [Добрецов, 1974]. Предполагается, что метаморфизм в поясе Сангун протекал в два этапа, характеризующихся двумя группами радиологических датировок. Т. Нуреки [Nureki, 1969] полагает, что сангунскому метаморфизму подверглись только породы раннекаменноугольного и более древнего возраста в условиях глаукофансланцевой фации. Перснит-пумпелиитовый метаморфизм, захватывающий пермские отложения, проявился позднее и наложен на предшествующий глаукофановый метаморфизм.

Известны радиологические датировки возраста метаморфических пород пояса Сангун в 309, 260—270, 169—175 млн. лет (К-Аг метод) [Shibata, Nozawa, 1968; Shibata, Yagi, 1969]. Rb-Sr методом установлены две группы значений радиологического возраста: 425—452 и 315—320 млн. лет [Hayase, Ishizaka, 1967].

**Условия метаморфизма.** В породах пояса Сангун не наблюдается единой метаморфической зональности. В каждом из блоков намечается своя зональность, и ориентировка метаморфических зон в разных блоках различна. Рассмотрим эту зональность для некоторых, наиболее изученных участков пояса Сангун.

**Район Вакаса.** Породы района низкой степени регионального метаморфизма представлены главным образом графитовыми и хлоритовыми филлитами. В районе Вакаса К. Миякава [Miyakawa, 1961] выделяет три зоны прогрессивного регионального метаморфизма — А, В, С. Минеральные парагенезисы этих зон для метапелитов и метабазитов соответствуют условиям метаморфизма зеленосланцевой фации (табл. 45).

На регионально-метаморфизованные породы районы Вакаса наложен

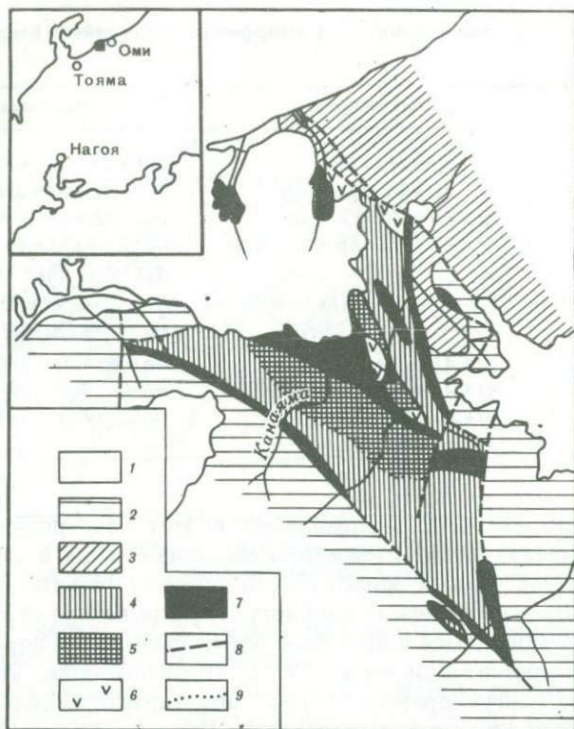


Рис. 31. Схематическая геологическая карта района Оми, по С. Банно [Ваппо, 1958]

Отложения: 1 — четвертичные и третичные, 2 — мезозойские, 3 — палеозойские; зоны метаморфических сланцев Оми: 4 — хлоритовая, 5 — биотитовая; 6 — метагаббро; 7 — серпентиниты; 8 — линии разломов; 9 — изограда биотита

контактный метаморфизм, зоны которого связаны с телами гранитоидов. В низкотемпературной части контактовых ореолов устойчивы биотит и хлорит, в высокотемпературной — биотит, роговая обманка и клинопироксен.

Район Оми. Относится к краевому поясу Хида (см. рис. 25), северо-восточному продолжению зоны Сангун. Блоки метаморфических сланцев выходят на поверхность среди неметаморфизованных пермско-карбонных и юрских отложений. Вдоль тектонических контактов внедрены вытянутые тела серпентинитов, небольшие тела их наблюдаются и среди поля метаморфических сланцев.

С. Банно [Ваппо, 1958] выделил в районе две зоны метаморфизма: хлоритовую и биотитовую (рис. 31). В метапелитах хлоритовой зоны отмечены следующие минеральные ассоциации:  $Chl + Mu + Ab + Q + Cc + C$ ;  $Chl + Ep + Ab + Gr + Q + Cc \pm Tr$ ;  $Ghl + Cc + Stp + Ab + Q$ .

Метабазиты содержат минеральные ассоциации:  $Act + Chl + Ep + Ab \pm Mu \pm Rut \pm Sph \pm Cc$ ;  $Chl + Ab + Gl + Ep \pm Mu \pm Rut \pm Act \pm Sph$ ;  $Chl + Gr + Ep + Ab + Q + Mu$ ;  $Chl + Gr + Mu + Gl + Ab + Ep + Q + Sph$ .

Таблица 46

Химический состав (в вес. %) и температуры равновесий амфибола и плагиоклаза из амфиболитов района Сасагури, пояса Сангун [Yamamoto, Teshima, 1975]

Окислы	Обр. 73112201		Кристаллохимическая формула	
	<i>Hb</i>	<i>Pl</i>	<i>Hb</i>	<i>Pl</i>
SiO <sub>2</sub>	46,34	67,18	0=23	0=8
TiO <sub>2</sub>	0,87	—	Si <sub>IV</sub> - 7,355	Si <sub>IV</sub> - 3,308
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,21	19,62	Al <sub>III</sub> - 0,645	Al - 1,106
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	Al <sub>III</sub> - 0,538	
FeO	17,80	—	Ti - 0,095	Ca - 0,089
MnO	—	—	Fe - 1,650	Mu - 0,905
MgO	10,18	—	Mg - 2,404	
CaO	12,28	1,95	Ca - 2,070	<i>An</i> - 9%
Na <sub>2</sub> O	1,30	10,90	Na - 0,400	
K <sub>2</sub> O	—	—	$X_{Ca}^{Hb} = 0,838$	$X_{Ca}^{Pl} = 0,089$
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	He опр.	—		
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	"	—		
С у м м а	94,64	99,65		$T = 400^{\circ}\text{C}$

Для пелитовых пород биотитовой зоны установлены следующие минеральные ассоциации: *Chl + Mu + Bi + Gr + Ab + Q*; *Mu + Bi + Hyb + Ab + Q ± C ± Sph ± Rut ± Cc*.

Для основных сланцев характерна минеральная ассоциация *Hyb + Chl + Ab + Ep ± Q ± Bi + Gr*.

Глаукофановые сланцы в районе Оми встречаются только в хлоритовой зоне и отсутствуют в более высокотемпературной биотитовой, относящейся к эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

Район Асахи. В районе Асахи (см. рис. 25) М. Хасимото [Hashimoto, 1968] выделяет две зоны метаморфизма — I и II. Зеленые сланцы зоны I содержат минеральную ассоциацию *Act + Pum + Ab ± Ep*. Вблизи границы между зонами I и II исчезает пумпеллит, и зона II характеризуется ассоциацией *Act + Gr + Ep + Ab*.

В настоящее время породы пояса Сангун относят к трем типам метаморфизма. Тип I наиболее низкотемпературный — пренит-пумпеллитовый; тип II составляют две зоны (зональность района Асахи) — пумпеллит-актинолит-глаукофановая и эпидот-актинолит-глаукофановая; тип III — наиболее высокотемпературный представлен зональностью района Оми.

По оценкам Н.Л. Добрецова [1974], зональность типа Асахи соответствует, вероятно,  $T = 350\text{--}450^{\circ}\text{C}$  и  $P = 6\text{--}8$  кбар. Для зональности Оми, являющейся более высокотемпературной, условия метаморфизма этими авторами принимаются следующими:  $T = 450\text{--}530^{\circ}\text{C}$  и  $P = 9$  кбар.

В районе Сасагури А. Ямамото и М. Тесима [Yamamoto, Teshima, 1975] описали амфиболиты, относящиеся, судя по минеральным ассоциациям, к высокотемпературному метаморфизму типа района Оми: *Ep + Hb +*

+ *Bi* + *Gr* + *Ab* + *Sph*. На основании имеющихся составов роговой обманки и плагиоклаза (табл. 46) температура равновесия по амфибол-плагиоклазовому геотермометру составляет 400°С, что несколько ниже температурного интервала, определяемого Н.А. Добрецовым [1974].

### Метаморфический комплекс Рёке

Метаморфическая зона Рёке (см. рис. 25) протягивается почти параллельно зоне Самбагава, отделяясь от нее тектонической линией Медиана, фиксируемой полосой милонитов шириной 1–2 км. Выходы метаморфических пород зоны прослеживаются почти на 800 км от верховий р. Генрю, в центральной части Хонсю, через п-ов Кии, Северный Сикоку до Восточного Кюсю. Ширина зоны не превышает 40–50 км. Наиболее высокотемпературные фации зоны Рёке распространены в ее центральной части. Метаморфические породы здесь представлены гранито-гнейсами, ленточными гнейсами, биотитовыми, биотит-силлиманитовыми, биотит-кордиерит-силлиманитовыми сланцами и гнейсами, реже — амфиболитами. Гнейсы местами интенсивно мигматизированы.

К северу степень метаморфизма ослабевает и ленточные гнейсы центральной части зоны Рёке постепенно сменяются биотитовыми и рогово-обманковыми кристаллическими сланцами, которые еще севернее так же постепенно переходят в хлорит-серицитовые сланцы и, наконец, в неметаморфизованные вулканогенно-осадочные образования палеозоя, представленные пелитовыми, алевролитовыми и известково-глинистыми отложениями с подчиненным количеством песчаников, известняков и основных вулканитов [Hara, 1962]. Среди слабоизмененных известняков в хребте Кисо (северо-восточная часть зоны) найдена верхнепалеозойская фауна.

К метаморфической зоне Рёке приурочено большое количество конкордантных и дискордантных тел биотитовых, биотит-роговообманковых, гранат-биотитовых гранитоидов [Sakakibara, 1962]. Среди них по возрасту различают породы более молодые и более древние. Гнейсовидность древних гранитов согласна полосчатости вмещающих гнейсовых толщ. Более молодые граниты залегают дискордантно по отношению к более древним гранитам и гнейсам. Обычно они окружены ореолами роговиков, измеряемыми сотнями метров.

Судя по имеющимся данным, в составе комплекса Рёке преобладают апопелитовые и апопсаммитовые образования. Химические анализы этих пород (табл. 47) свидетельствуют о том, что основная их часть относится к калиево-магнезиально-железистому ряду. По своему первичному составу они соответствуют грауваккам или монтмориллонитовым глинам (анализы 1, 2, 5, 9, 12), грауваккам (11, 17), субграуваккам (4, 15), монтмориллонитовым глинам (3, 8, 13, 16, 18) и глинам смешанного состава (6, 7, 14). Амфиболовые сланцы основного состава имеют резко подчиненное значение и образовались, вероятно, за счет диабазов (19) и базальтов андезитовой формации (20, 21).

Имеющиеся в настоящее время многочисленные датировки радиологического возраста метаморфических пород и гранитоидов зоны Рёке

Таблица 47

Химические составы метаморфических пород, бедных Са, комплекса Рёке [Науата, 1964; Asami, 1977], вес. %

№ анализа	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O
1	67,77	0,49	16,27	0,99	3,77	0,05	1,22	0,09	2,02	3,31
2	66,15	0,56	15,91	2,23	4,26	0,46	3,01	0,12	2,32	2,15
3	63,63	0,45	19,08	0,54	4,66	0,07	2,06	1,58	1,83	5,39
4	76,36	0,09	11,99	0,99	2,16	0,06	1,22	0,74	2,00	2,65
5	64,56	0,57	17,76	0,12	3,91	0,06	1,62	0,34	2,50	6,04
6	50,18	0,90	21,61	3,34	5,33	0,10	3,04	0,70	3,12	7,53
7	45,10	1,16	27,48	2,93	6,95	0,25	3,00	1,39	3,04	4,07
8	64,33	0,71	18,23	0,68	4,43	0,04	2,10	0,99	1,96	4,35
9	65,37	0,70	16,83	0,91	5,09	0,12	2,46	1,76	2,64	1,96
10	60,47	0,98	19,80	1,55	5,02	0,03	2,35	1,02	2,05	4,23
11	73,17	0,25	13,73	1,43	3,15	0,18	1,85	1,27	2,31	1,25
12	65,61	0,39	16,70	1,70	4,71	0,21	2,64	0,76	1,85	3,15
13	66,38	0,67	15,39	0,91	3,64	0,11	1,98	0,52	1,64	4,58
14	60,15	0,91	19,10	1,12	5,14	0,07	3,03	0,64	1,81	4,63
15	86,49	0,23	5,27	0,28	2,21	0,07	1,13	0,46	1,23	1,13
16	68,09	0,67	14,78	1,09	4,01	0,10	2,19	0,45	1,15	4,44
17	70,52	0,66	13,74	1,06	3,26	0,13	1,81	0,40	1,07	4,23
18	62,27	0,91	17,57	1,59	3,73	0,06	2,30	0,43	1,21	5,65

Т а б л и ц а 47 (окончание)

№ анализа	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	C	Сумма	Отношение петрогенных элементов, ат. кол.			
						Na/K	Ca/Mg	Fe/(Ca+Mg)	Al/(Na+K+Ca+Mg)
1	0,15	3,86	0,05	—	100,04	0,9	0,06	2	1,92
2	0,02	2,90	0,25	—	100,34	1,6	0,03	1,2	1,60
3	0,11	1,11	0,12	—	100,63	0,5	0,5	0,9	1,48
4	0,11	1,47	0,05	—	99,89	1,1	0,4	1,0	1,75
5	0,15	2,06	0,25	—	99,94	0,6	0,1	1,2	1,38
6	0,20	3,86	0,14	—	100,05	0,6	0,2	1,3	1,22
7	0,24	4,01	0,37	—	99,99	1,1	0,3	1,3	1,92
8	0,13	2,00	0,39	—	100,34	0,7	0,3	1,0	1,57
9	0,17	1,77	0,17	—	99,95	1,5	0,5	0,9	1,53
10	0,14	2,21	0,44	—	100,29	0,7	0,3	1,2	1,67
11	0,06	1,27	0,05	—	99,97	2,7	0,5	0,8	1,59
12	0,07	2,39	0,17	—	100,35	0,9	0,2	1,1	1,60
13	0,04	2,51	0,33	0,97	99,67	0,5	0,2	1,1	1,44
14	0,03	2,40	0,05	0,69	99,77	0,6	0,2	1,0	1,55
15	0,05	0,94	0,10	0,09	99,68	1,6	0,3	1,0	1,06
16	0,03	1,95	0,17	0,60	99,72	0,4	0,2	1,1	1,49
17	0,03	2,17	0,20	0,25	99,53	0,4	0,2	1,1	1,52
18	0,03	3,20	0,17	0,84	99,96	0,3	0,1	1,1	1,57

Примечание. 1 — биотитовый филлит; сланцы: 2 — хлорит-гранат-биотит-мусковитовый, 3 — биотит-мусковит-микроклиновы; гнейсы: 4 — биотит-мусковит-микроклиновы, 5 — биотит-мусковит-кордиерит-микроклиновы, 6 — биотит-мусковит-андалузит-микроклиновы, 7 — биотит-мусковит-андалузит-силлиманит-плаггиоклазовы, 8 — биотит-мусковит-кордиерит-силлиманит-микроклиновы, 9, 10 — биотит-мусковит-кордиеритовы, 11 — биотит-гранат-кордиеритовы, 12 — биотит-гранат-кордиерит-силлиманит-микроклиновы; сланцы: 13, 17 — гранат-силлиманит-андалузит-мусковит-биотитовы, 14, 16 — силлиманит-андалузит-мусковит-биотитовы, 15 — андалузит-силлиманит-гранат-биотит-ставролитовы, 18 — силлиманит-андалузит-мусковит-биотитовы.

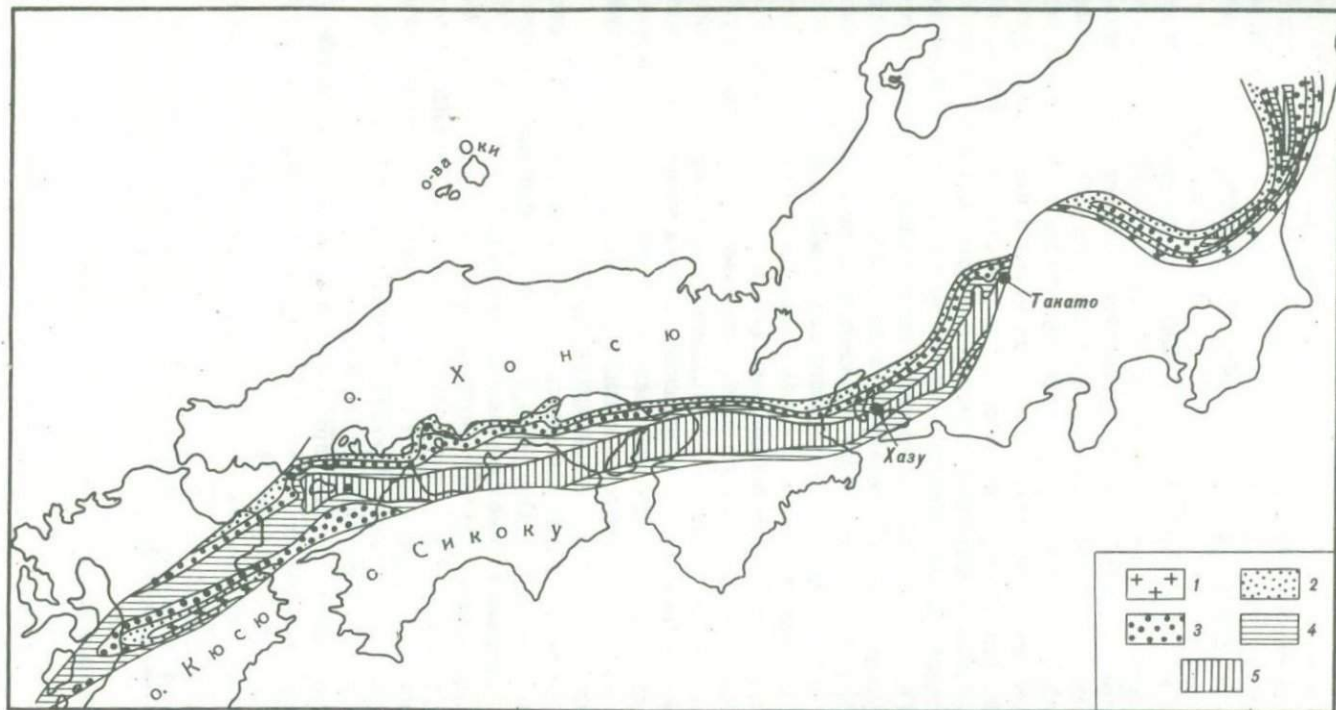


Рис. 32. Термальная зональность метаморфического пояса Рёкё [Suwa, 1961]

1 – неметаморфизованные породы; зоны: 2 – I, 3 – II, 4 – III, 5 – IV.

[Ishizaka, 1966; Ozima et al., 1967. Shibata, Hayama, 1968; Ueno et al., 1969] K-Ar и Rb-Sr методами свидетельствуют, вероятно, о двух этапах мезозойского метаморфизма и синхронного с ним гранитоидного магматизма: раннего — 90–130 млн. лет и позднего — 60–70 млн. лет. С последним этапом связаны контактовые изменения и омоложение возраста первоначально метаморфизованных пород зоны Рёке.

**Условия метаморфизма.** Первое обобщение по условиям метаморфизма пород пояса Рёке проведено К. Сувой [Suwa, 1961]. На основе изучения минеральных парагенезисов метаморфических пород им составлена схема метаморфической зональности пояса (рис. 32), где по степени метаморфизма выделено четыре зоны. Выделенные зоны носят четко выраженный линейный характер и протягиваются параллельно простиранию пояса. Зона I относится к актинолит-зеленосланцевой фации, зоны II, III, IV — к амфиболитовой, а высокотемпературная часть зоны IV — к гранулитовой фациям. Минеральные парагенезисы пород каждой зоны приведены в табл. 48. Следует отметить, что в последнее время в породах зоны III установлены ставролитсодержащие сланцы [Asami, 1977], парагенезисы которых не отражены в таблице К. Сувы. В районе Хазу (см. рис. 32) М. Асами выделены две разновидности ставролитсодержащих сланцев, в первой ставролит обнаружен в виде включений в порфиробластах андалузита в ассоциации  $Q + Bi + Mu + And + Sill + Gr + Pl + St$ , а во второй образует самостоятельные зерна наряду с другими минералами. В этой разновидности сланцев отсутствует мусковит, а сланцы обогащены кварцем. Оптические свойства минералов из указанных двух разновидностей сланцев приведены в табл. 49. По степени метаморфизма эти сланцы относятся к наиболее высокотемпературной субфации ставролитовой фации — силлиманит-ставролитовой.

Детальные исследования минералов в этом районе с помощью микронзонда были проведены А. Оно [Ono, 1976]. Им установлен регрессивный характер зональности гранатов в метаморфических породах района Хазу. В табл. 50 приведены составы изученных минералов и температуры метаморфизма, определенные по диаграммам Л.Л. Перчука. Из табл. 50 видно, что в гранатах в направлении от центра к краевым частям содержание Mn возрастает, а Mg падает. Профиль одного из зерен граната (обр. 1) по содержанию Mn и Mg приведен на рис. 33.

Для определения давления при метаморфизме пород в районе Хазу воспользуемся равновесием  $Pl + Gr + Sill + Q$ , составы минералов которого приведены в табл. 50 (обр. 2).

Реакция этого равновесия  $3Pl = Gr + 2Sill + Q$  может быть описана уравнением [Ghent, 1976]

$$0 = \frac{2551,4}{T} + 7,1711 - \frac{0,2842(P-1)}{T} + \log a_{Gross}^{Gr} - 3 \log a_{An}^{Pl}$$

Активность гроссуляра в гранате имеет выражение

$$a_{Gross}^{Gr} = X_{Gross}^{3Gr} \cdot \gamma_{Gross}^{3Gr}$$

где  $X_{Gross}^{Gr}$  — мольная доля гроссулярового компонента, а  $\gamma_{Gross}^{Gr}$  — коэф-

Первичные породы	Минерал	Зона			
		I	II	III	IV
Пелитовые и псаммитовые	<i>Q</i>				
	<i>Pl</i>	<i>Ab</i>	<i>Pl</i> <sub>10-30</sub>	<i>Pl</i> <sub>30-40</sub>	<i>Pl</i> <sub>30-50</sub>
	<i>Kfs</i>		.....	-----	
	<i>Bi</i>	.....			
	<i>Mu</i>	.....	-----	-----	.....
	<i>Chl</i>	-----			
	<i>And</i>		.....	-----	
	<i>Sill</i>				-----
	<i>Cor</i>		.....	-----	.....
	<i>Gr</i>	.....	-----	-----	-----
Основные вулканиты	<i>Q</i>	.....	.....	.....	.....
	<i>Pl</i>	<i>Pl</i> <sub>10-15</sub>	<i>Pl</i> <sub>30-40</sub>	<i>Pl</i> <sub>50-70</sub>	<i>Pl</i> <sub>70-90</sub>
	<i>Bi</i>	.....	.....	.....	.....
	<i>Chl</i>	-----	-----	-----	-----
	<i>Hb</i>	-----			
	<i>Cum</i>			-----	-----
	<i>Act</i>	-----			
	<i>Cpx</i>		.....	-----	-----
	<i>Opx</i>				-----
	<i>Ep</i>	-----	-----	-----	
	<i>Sph</i>	.....	-----	-----	
	<i>Cc</i>	-----	-----	-----	
	Карбонатные	<i>Q</i>	-----	-----	.....
<i>Kfs</i>		.....	.....	.....	.....
<i>Hb</i>		-----	-----	-----	-----
<i>Act</i>		-----		-----	
<i>Cpx</i>		.....	-----	-----	-----
<i>Ep</i>		.....	-----	-----	
<i>Gr</i>			-----	-----	-----
<i>Wol</i>					-----
<i>Sph</i>		-----	-----	-----	-----
<i>Cc</i>		-----	-----	-----	.....

Примечание. Здесь и далее в аналогичных таблицах: сплошная линия — минерал встречается часто, пунктирная — редко, точечная — очень редко, без линии — минерал не обнаружен.

Таблица 49

Оптические свойства минералов из ставролитсодержащих сланцев района Хазу метаморфического пояса Рёке [Akami, 1977]

№ обр.	St	Gr	Mu	Bi	Pl
1	$Np = 1,741$ $Nm = 1,747$ $Ng = 1,753$	$n = 1,815$ $a = 11,561 \text{ \AA}$	$Np = 1,561$ $Nm = 1,593$ $Ng = 1,598$	$Nm = Ng = 1,646$	$XX = -4^\circ$ $YY = 8^\circ$ $ZZ = 9^\circ$ (An 22)
2	$Np = 1,739$ $Nm = 1,744$ $Ng = 1,750$	$n = 1,816$ $a = 11,539 \text{ \AA}$		$Nm = Ng = 1,637$	$XX = -3^\circ$ $YY = 17^\circ$ (An=25) $ZZ = 17^\circ$

коэффициент активностиgrossуляра. Активность анортита в плагиоклазе выражается следующим образом:

$$a_{An}^{Pl} = X_{An}^{Pl} \gamma_{An}^{Pl},$$

где  $X_{An}^{Pl}$  — мольная доля анортитового компонента,  $\gamma_{An}^{Pl}$  — коэффициент активности анортитового компонента. Коэффициент активности анортита для состава плагиоклаза 26% An по диаграмме П. Орвилля [Orvill, 1972] примерно равен 1,276. Величину коэффициента активности grossуляра можно найти из выражения [Ghent, 1976]

$$\ln \gamma_{Gross}^{Gr} = \frac{(1 - X_{Gross}^{Gr})^2 W_{Alm \cdot Gross}}{RT},$$

где  $W$  — параметр взаимодействия компонентов в простой смеси алмадин — grossуляр.

Таблица 50

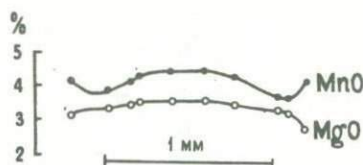
Химический состав (в вес. %) и температура равновесий минералов района Хазу метаморфической зоны Рёке

№ обр.	Минерал	Зона	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO
1	Bi	—	35,83	2,57	20,09	19,41	0,26	7,97	
	St	—	28,36	0,55	54,49	12,33	0,89	1,53	—
	Gr	Центр	37,90	—	21,50	27,98	10,43	1,90	1,10
		Край	37,55	—	21,51	28,09	11,04	1,73	0,97
	Gr	Центр	37,61	—	20,40	28,89	9,03	2,43	1,29
2	Gr	Край	37,84	—	20,95	27,91	11,17	2,05	0,93
		Центр	—	—	21,55	29,34	10,21	2,37	1,31
	Bi	Край	—	—	21,55	28,22	11,19	2,25	0,91
		—	—	—	2,69	20,27	19,65	0,31	8,34

Примечание. Сланцы: 1 — ставролитовый, состоящий из ставролита, силлиманита, андалузита, биотита, мусковита, плагиоклаза (An<sub>20</sub>), кварца, ильменита, 2 — слюдястый, состоящий из силлиманита, мусковита, граната, биотита, плагиоклаза

В соответствии с исследованиями Дж. Гангули и Г. Кеннеди [Ganguly, Kennedy, 1974] величина этого параметра приблизительно составляет +1, ккал/моль. Для  $X_{Gr}^{Gr} = 0,0257$  (обр. 2, см. табл. 50)  $\gamma_{Gr}^{Gr} = 1,84$ . С учетом этих величин для  $T = 783^\circ\text{K}$  получаем значение  $P_s = 3,8$  кбар.

Р и с. 33. Регрессивный тип зональности в гранатах района Такато [Оно, 1976]



Полученное значение соответствует геологическим представлениям о природе метаморфического пояса Рёке. Подобное или близкое к этому давление, вероятно, характеризует условия метаморфизма всего пояса, в то время как термальный ореол имеет зональное строение. Наиболее высокотемпературным условиям гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации отвечают парагенезисы породы зоны IV, слагающие ядро пояса Рёке (см. рис. 32). Исследование термодинамических условий метаморфизма в этой зоне было проведено А. Оно [Оно, 1977]. На основе распределения компонентов между сосуществующими гранатом и кордиеритом в гнейсах района Такато (см. рис. 32) температуры метаморфизма им определены в интервале  $560-645^\circ\text{C}$  (табл. 51). Близкие температуры на основании этих данных дает и гранат-кордиеритовый геотермометр Л.Л. Перчука (см. табл. 51). Определение температуры по гранат-биотитовому геотермометру Л.Л. Перчука на основании анализов граната и биотита из гранат-кордиерит-биотит-силлиманитового гнейса района Такато, приведенных в работе А. Мияширо [Mijashiro, 1956], дает величину  $610^\circ\text{C}$ .

Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	$X_{Mg}^{Gr}$	$X_{Mg}^{Bi}$	$\left(\frac{X_{Mg}}{1-X_{Mg}}\right)_{Sr}$	$\left(\frac{X_{Mg}}{1-X_{Mg}}\right)_{Gr}$	T, °C	
							Gr-Bi	Gr-St
0,23	8,75	95,89		0,418	—	—	—	—
—	—	98,15		—	0,206	—	—	—
—	—	100,81	0,081	—	—	—	—	—
—	—	100,89	0,072	—	—	0,088	470	460
—	—	99,67	0,102	—	—	—	—	—
—	—	100,85	0,086	—	—	0,094	510	470
—	—	—	0,097	—	—	—	—	—
—	—	—	0,092	—	—	—	510	—
—	—	—	—	0,427	—	—	—	—

(An<sub>26</sub>), ильменита, кварца, графита. Составы минералов приведены по А. Оно [Оно, 1976].

№ анализа	Гранат			
	$X_{Fe}$	$X_{Mn}$	$X_{Mg}$	$X_{Ca}$
1	75,10	10,28	13,00	1,60
2	70,36	15,86	11,83	1,93
3	70,78	14,52	12,41	2,27
4	62,99	26,02	9,17	1,80
5	75,57	9,39	12,53	2,49
6	63,43	22,91	11,74	1,88
7	69,85	17,49	10,39	2,25
8*	—	—	12,90	—

\* Обр. АМ. 540813-1 — гнейс, состоящий из кварца, олигоклаза, калиевого полевого шпата, кордиерита, биотита, силлиманита, граната [Miyashiro, 1956].

Наиболее высокие температуры (635 и 645°C) соответствуют анализам гомогенных зерен гранатов, в то время как гранаты из других образцов (анализы 1, 2, см. табл. 51), как показали исследования на микроанализаторе, зональны (см. рис. 33). Зональность эта является регрессивной и обусловлена, по мнению А. Оно, падением температуры на заключительных этапах метаморфизма. Составы краевых частей этих зональных гранатов соответствуют температуре около 570°C (3, 4, 5, 6, 7, см. табл. 51). Общее давление ( $P_s$ ), по расчетам А. Оно, для высокотемпературной зоны метаморфизма района Такато составляло 4,5–5 кбар. При этом им было сделано допущение, что  $P_{H_2O} = \frac{1}{2} P_s$ .

#### Метаморфический комплекс Самбагава

Метаморфический пояс Самбагава протягивается параллельно поясу Рёке, отделяясь от него тектонической линией Медиана. Он прослежен от гор Канто в Центральном Хонсю до о-ва Кюсю, на расстоянии около 1000 км (см. рис. 25). Максимальная ширина пояса на о-ве Сикоку достигает 30 км. Породы, слагающие метаморфический пояс, представлены главным образом зеленокаменными, черными сланцами и кварцитами, изредка встречаются прослой известняков. Для некоторых разрезов характерны пьмонтитовые кварцито-сланцы. Метаморфические толщи пояса Самбагава мощностью более 11 км образовались за счет глинистых и алевролитовых отложений и основных вулканитов средне- и позднепалеозойского возраста (силур–карбон?).

В Центральном Сикоку, где пояс Самбагава изучен наиболее детально, нижняя часть кристаллических сланцев (группа Иосиногава) представлена мощными слоями метаграувакк. Средняя часть разреза относится к эвгео-

Кордиерит			Биотит	T, °C		
X <sub>Fe</sub>	X <sub>Mn</sub>	X <sub>Mg</sub>	X <sub>Mg</sub> <sup>Bi</sup>	по дан- ным А. Оно	по гранат-кор- диеритовому геотермометру Л.Л. Перчука	по гранат-био- титовому гео- термометру Л.Л. Перчука
42,43	1,97	55,58	—	635	625	—
43,16	3,30	53,52	—	645	620	—
39,22	1,92	58,84	—	600	605	—
38,75	53,55	55,71	—	560	570	—
38,16	1,85	59,98	—	570	605	—
34,81	3,52	61,66	—	570	570	—
40,25	2,79	56,95	—	570	570	—
—	—	—	43,70	—	—	610

синклинальному типу, в ней преобладают основные и ультраосновные породы. Верхняя часть сложена метаморфизованными терригенными осадками [Коджима, 1977]. Степень метаморфизма пород увеличивается по направлению к тектонической линии Медиана и ослабевает к югу, где метаморфические сланцы Самбагава сменяются слабометаморфизованными породами группы Чичибу.

Учитывая соотношения литологических разностей пород комплекса на о-ве Сикоку, где преобладают метаграувакки и основные вулканиты, можно считать, на основании химических анализов пород (табл. 52), что комплекс Самбагава здесь относится к натрово-магнезиально-кальциевому ряду. Сланцы основного состава интерпретируются как щелочные оливиновые базальты океанической формации (см. табл. 52, анализы 1, 2) и кремнисто-глинистые карбонатные породы (3). Терригенно-осадочные породы, бедные Са, представлены граувакками натрово-магнезиально-кальциевого ряда (4), монтмориллонитовыми глинами и породами смешанного граувакково-монтмориллонито-глинистого состава, среди которых присутствуют натрово-магнезиальные и калиево-магнезиальные разности (5, 6, 7). Однако эти породы имеют подчиненное значение и не меняют общей петрохимической характеристики комплекса Самбагава на о-ве Сикоку.

В геологической истории развития пояса Самбагава выделяются два этапа метаморфизма — глаукофановый позднепалеозойский (около 240 млн. лет [Miyashiro, Haramura, 1966] и зональный меловой (85—110 млн. лет) [Banno, 1964; Hayase, Ichizaka, 1967; Yoshio et al., 1977]. Меловой метаморфизм, усиливающийся по мере приближения к тектонической линии Медиана, наложился на продукты предыдущего этапа метаморфизма и привел к преобразованию зон глаукофанового метаморфизма [Добрецов, 1974]. Подтверждением проявления двух этапов метамор-

Т а б л и ц а 52

Химический состав метаморфических пород комплекса Самбагава [Ванно, 1964], вес. %

№ анализа	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O
1	35,23	2,29	19,51	2,43	12,92	0,48	9,59	9,90	0,38
2	46,86	2,08	14,89	4,86	6,63	0,17	7,20	10,45	2,70
3	47,70	1,47	14,75	4,48	6,29	0,22	6,18	9,92	3,14
4	70,76	0,45	13,87	0,66	1,81	0,06	1,41	1,86	4,92
5	62,71	0,50	17,56	1,30	3,76	0,08	2,02	0,57	1,35
6	73,07	0,43	12,93	0,44	2,73	0,06	1,12	0,98	3,58
7	63,99	0,52	17,28	1,21	3,90	0,10	2,06	0,05	2,43
8	69,86	0,52	14,00	0,83	3,89	0,14	1,95	0,07	1,88
9	69,68	0,52	14,45	0,61	3,06	0,06	1,38	0,70	3,59
10	70,17	0,37	14,17	0,80	2,32	0,11	1,27	0,90	3,22
11	68,78	0,44	14,72	0,96	3,39	0,11	1,79	0,57	2,29
12	68,03	0,55	14,31	0,31	4,29	0,15	1,93	1,25	2,06
13	67,15	0,60	15,42	0,42	4,27	0,19	2,13	0,61	2,08
14	66,76	0,33	15,53	1,76	3,43	0,11	2,38	0,98	1,92

Таблица 52 (окончание)

№ анализа	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма	Отношение петрогенных элементов, ат. кол.			
						Na/K	Ca/Mg	Fe/(Ca+Mg)	Al/(Na+K+Ca+Mg)
1	0,34	7,53	0,13	0,04	100,77	1,7	0,7	0,5	0,88
2	0,44	3,57	0,18	0,05	100,08	11,0	1,0	0,4	0,63
3	0,46	3,62	0,17	0,11	98,51	11,1	1,2	0,4	0,66
4	2,03	1,80	0,00	0,05	99,68	3,8	0,9	0,5	1,01
5	5,33	4,42	0,10	0,05	99,75	0,4	0,2	1,1	1,59
6	2,62	1,68	0,00	0,05	99,69	2,0	0,6	1,0	1,17
7	4,23	3,93	0,05	0,05	99,80	0,9	0,02	1,3	1,54
8	3,19	3,22	0,25	0,05	99,85	0,9	0,02	1,3	1,55
9	2,03	3,50	0,05	0,10	99,73	2,8	0,4	1,1	1,39
10	2,37	3,98	0,05	0,11	99,84	2,1	0,5	0,9	1,39
11	2,76	3,81	0,15	0,10	99,87	1,3	0,2	1,1	1,53
12	3,34	3,18	0,20	0,05	99,65	0,9	0,5	0,9	1,36
13	3,55	3,08	0,20	0,07	99,77	0,9	0,2	1,0	1,47
14	2,98	3,90	0,05	0,10	100,23	0,9	0,3	0,9	1,50

Примечание. Сланцы: 1 — пумпеллиит-актинолитовый, 2 — актинолит-эпидотовый, 3 — альбит-эпидотовые амфиболиты, 4 — хлорит-мусковит-альбит-кварцевый, 5, 6, 12 — эпидот-хлорит-мусковит-альбит-кварцевый, 7 — графит-хлорит-мусковит-альбит-кварцевый, 8 — кальцит-хлорит-графит-мусковит-альбит-кварцевый, 9, 13 — гранат-хлорит-мусковит-альбит-кварцевый, 10 — графит-кальцит-гранат-хлорит-мусковит-альбит-кварцевый, 11 — графит-биотит-эпидот-хлорит-гранат-мусковит-альбит-кварцевый, 14 — биотит-мусковит-эпидот-плаггиоклаз-кварцевый.

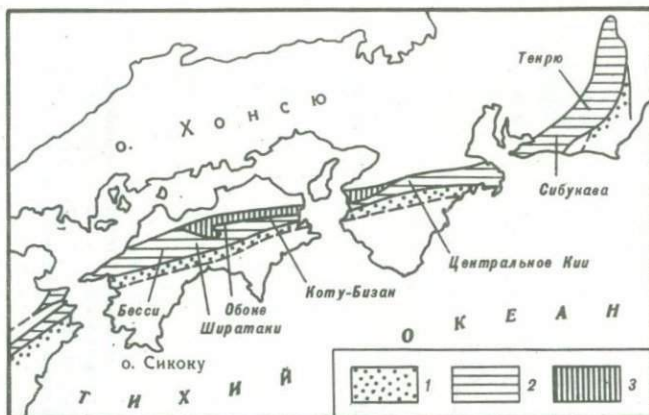


Рис. 34. Схема метаморфической зональности пояса Самбагава, по В. Эрнсту [Ernst, 1971]

Зоны метаморфизма: 1 – пренит-пумпеллитовая, 2 – голубых сланцев, 3 – альбитовых амфиболитов

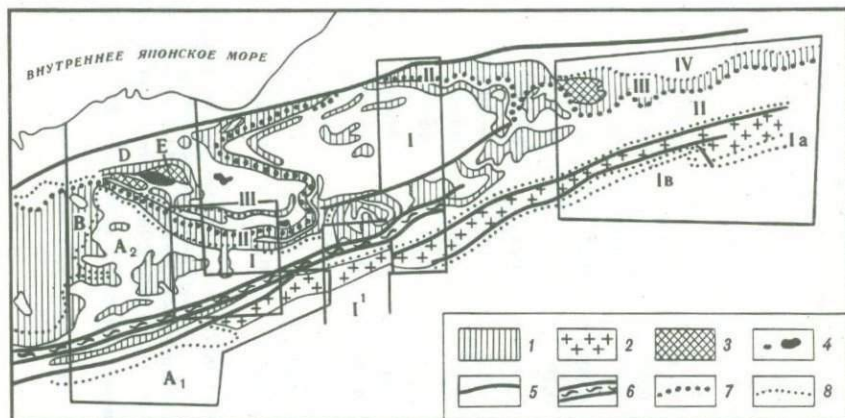


Рис. 35. Метаморфическая зональность в породах пояса Самбагава в Центральном Сикоку

Слева направо сплошными линиями выделены контуры следующих районов: Бесси, зоны  $A_1$ ,  $A_2$ , B, C, D, E, по С. Банно [Banpo, 1964]; Ширатаки, зоны I, II, III; Обоке, зоны I', I, II, по В. Эрнсту с соавторами [Ernst et al., 1970], Коту-Бизан, зоны Ia, Ib, II, III, IV, по М. Ивасаки [Iwasaki, 1963]

1 – метаморфические сланцы с преобладанием метабазитов; 2 – комплекс Осуги-Коядайра; 3 – гранатовые амфиболиты; 4 – гипербазиты; 5 – разломы; 6 – тектоническая зона Микабу; границы: 7 – пятнистых и непятнистых сланцев, 8 – прочих метаморфических зон

физма служит и наличие гальки метаморфических пород с лавсонитом и жадеитом в меловых отложениях [Seki, 1965].

**Условия метаморфизма.** Общая схема метаморфической зональности пояса Самбагава приведена В. Эрнстом [Ernst, 1971] (рис. 34). Им выделены следующие зоны в порядке повышения степени метаморфизма: 1) цеолитовая; 2) пренит-пумпеллитовая; 3) голубых сланцев; 4) аль-

Таблица 53

Распространение метаморфических минералов в разных зонах района Бесси-Ино [Banno, 1964]

Породы	Минерал	Зона				
		A	B	C	D	E
Метабазиты	<i>Law</i>	----				
	<i>Pr</i>	----				
	<i>Pum</i>	=====				
	<i>Ep</i>	=====				
	<i>Act</i>	-----	=====			
	<i>Hb</i>			=====		
	<i>Gl</i>			---		
	<i>Di</i>					-----
	<i>Ab</i>					-----
	<i>Pl<sub>10-30</sub></i>					-----
	<i>Chl</i>					-----
	<i>Bi</i>				-----	
	<i>Ilm</i>				-----	
	<i>Rut</i>			---	-----	
	<i>Hem</i>	-----	-----	-----	-----	-----
	<i>Cc</i>	-----	-----	-----	-----	-----
Металелиты	<i>Cc</i>	-----	-----	-----	-----	-----
	<i>Ep</i>	-----	-----	-----	-----	-----
	<i>Chl</i>	-----	-----	-----	-----	-----
	<i>Mu</i>	-----	-----	-----	-----	-----
	<i>Bi</i>				-----	
	<i>Gr</i>		---	=====		
	<i>Hb</i>					-----
	<i>Ab</i>					-----
<i>Pl<sub>10-30</sub></i>					-----	

битовых амфиболитов. Отдельные районы метаморфического пояса Самбагава изучены с большой детальностью как в геологическом, так и петрологическом отношении. Из них следует отметить районы гор Канта [Seki, 1958, 1960, 1965], Тенрю [Seki, 1961], Сибукава [Seki et al., 1959, 1960], п-ов Кии [Seki, 1964], о-в Сикоку [Banno, 1964; Iwasaki, 1963; Ernst, 1964; Ernst, Seki, 1967; Ernst et al., 1970] (см. рис. 34).

Наиболее полно представлена и детально изучена метаморфическая зональность на о-ве Сикоку, где распространены все зоны — от наиболее низкотемпературных до высокотемпературных.

Метаморфическая зональность Центрального и Западного Сикоку — районы Бесси-Ино, Ширатаки, Обоку, Коту-Бизан изучалась разными авторами. Выделенные ими зоны метаморфизма показаны на рис. 35.

Таблица 54

Распространение минералов в метаморфических зонах района Ширатаки [Ernst et al., 1970]

Породы	Минерал	Зона			Породы	Минерал	Зона		
		I—Южное Ширатаки	II—Центральное Ширатаки	III—Северное Ширатаки			I—Южное Ширатаки	II—Центральное Ширатаки	III—Северное Ширатаки
Метавулканические	<i>Ab</i>				Метакластические	<i>Ab</i>			
	<i>Q</i>	---	---	---		<i>Q</i>			
	<i>Ep</i>					<i>Ep</i>	---		
	<i>Cc</i>	---	---			<i>Cc</i>			
	<i>Chl</i>					<i>Chl</i>			
	<i>Gr</i>					<i>Gr</i>	---	---	---
	<i>Mu</i>	---	---	---		<i>Mu</i>			
	<i>Sti</i>	---	---	---		<i>Sti</i>	---		
	<i>Sph</i>					<i>Sph</i>			---
	<i>Rut</i>					<i>Rut</i>			---
	<i>Am<sup>Ca</sup></i>	<i>Act</i>		<i>Am<sup>Ca</sup></i>		<i>Bi</i>			---
	<i>Am<sup>Na</sup></i>	---	---	---					
	<i>Bi</i>			---					

Таблица 55

Распространение минералов в метаморфических зонах района Обоке [Ernst et al., 1970]

Породы	Минерал	Зона			Породы	Минерал	Зона		
		I'—Южное Обоке	I—Центральное Обоке	II—Северное Обоке			I'—Южное Обоке	I—Центральное Обоке	II—Северное Обоке
Метавулканические	<i>Ab</i>				Метакластические	<i>Ab</i>			
	<i>Q</i>	---	---	---		<i>Q</i>			
	<i>Ep</i>		---			<i>Ep</i>		---	---
	<i>Cc</i>	---	---			<i>Cc</i>			
	<i>Chl</i>					<i>Chl</i>			
	<i>Gr</i>					<i>Gr</i>			---
	<i>Mu</i>	---	---	---		<i>Mu</i>			
	<i>Sti</i>	---	---	---		<i>Sti</i>			
	<i>Sph</i>					<i>Sph</i>			---
	<i>Pum</i>		---			<i>Am<sup>Na</sup></i>	---		
	<i>Am<sup>Ca</sup></i>		<i>Act</i>	<i>Am<sup>Ca</sup></i>		<i>C</i>			
	<i>Am<sup>Na</sup></i>	---	---	---					
	<i>Law</i>	---							

Таблица 56

Распространение метаморфических минералов в районе Коту-Бизан [Iwasaki, 1963]

Породы	Минерал	Зона				
		Ib, Ic, I	Ia	II	III	IV
Метабазиты	<i>Law</i>	-----				
	<i>Pum</i>	-----	-----			
	<i>Ep</i>	-----	-----			
	<i>Act</i>			-----		-----
	<i>Hb</i>			-----	-----	
	<i>Gl</i>	-----	-----			
	<i>Cr-Rb</i>		-----		-----	-----
	<i>Ab</i>					
	<i>Chl</i>					
	<i>Sti</i>				-----	-----
	<i>Gr</i>					
	<i>Rut</i>			-----	-----	
	<i>Hem</i>					
	<i>Mt</i>				-----	
Кварциты и метателлиты	<i>Cr</i>	-----				
	<i>Gl</i>				-----	
	<i>Hb</i>				-----	
	<i>Act</i>		-----	-----	-----	
	<i>Gr</i>			-----	-----	
	<i>Piem</i>			-----	-----	
	<i>Aeg-Id</i>				-----	
	<i>Chl</i>					
	<i>Mu</i>					
	<i>Sti</i>				-----	
	<i>Ep</i>			-----		

Соотношение этих зон, по В. Эрнсту [Ernst et al., 1970] и другим авторам, представляется следующим образом:

Бесси-Ино [Banno, 1964]	A	B	C	D	E
Ширатаки [Ernst et al., 1970]	-	I	II	III	-
Обоке [Ernst et al., 1970]	I'	I	II	-	-
Коту-Бизан [Iwasaki, 1963]	I	II	III	IV	-

Минеральные парагенезисы метаморфических пород этих зон приведены в табл. 53–56. Наиболее низкотемпературные зоны (A – район Бесси, I' – район Обоке, I – Коту-Бизан) представлены слабометаморфизованными палеозойскими породами группы Чичибу. В метабазитах этих зон отмечаются лавсонит и пумпеллиит (см. табл. 53–56).

Зоны B, C района Бесси, I, II района Ширатаки, I, II района Обоке и II, III, IV района Коту-Бизан являются переходными к фации эпидотовых

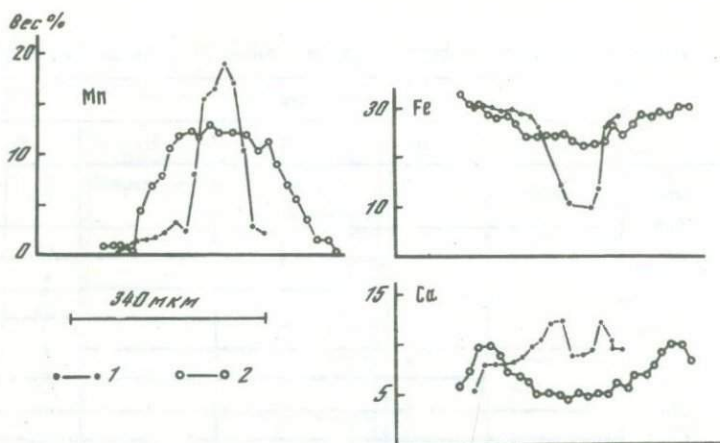


Рис. 36. Прогрессивный характер зональности гранатов из метapelитов высокотемпературных зон Центрального Сикоку [Banno, Kurata, 1972]

Линии профилей микрозондового сканирования: 1 — обр. 25; 2 — обр. 13

(или альбитовых) амфиболитов, наиболее высокотемпературной в поясе Самбагава.

К этой фации относятся зоны *D*, *E* района Бесси, зона III района Шира-таки и, вероятно, частично зона IV района Коту-Бизан.

В районе Бесси метаморфические породы зоны *E* образуют отдельные участки или массивы внутри зоны *D* и представлены эпидотовыми, гранат-эпидотовыми амфиболитами, иногда с дистеном, парагонитом и пироксеном. Некоторыми исследователями высказывается предположение, что эти породы являются диафоритами по эклогитам.

Наиболее высокотемпературные зоны района Коту-Бизан отличаются от района Бесси-Ино отсутствием эклогитов и гранатовых амфиболитов и, напротив, более широким распространением Na-амфиболов и гранат-глаукофановых пород.

Зональность гранатов в метapelитовых породах высокотемпературных зон Центрального Сикоку свидетельствует о прогрессивном характере последнего этапа метаморфизма, наложившегося на более ранний низкотемпературный, глаукофановый метаморфизм. С. Банно и, X. Курата [Banno, Kurata, 1972] в зональных гранатах из гранат-мусковит-эпидот-хлорит-альбит-кварцевых сланцев (р. Сарута) отметили увеличение железистости и кальциевости и уменьшение марганцовистости от центра зерен к краю (рис. 36), что подтверждает проявление здесь процессов метаморфизма, протекавших с повышением температуры.

Определение условий метаморфизма в наиболее высокотемпературных зонах о-ва Сикоку проводилось Н.А. Добрецовым [1974] и В. Эрнстом с соавторами [1970]. В табл. 57 приведены значения температур и давлений метаморфизма, установленные по геотермометрам и геобарометрам Л.Л. Перчука. Эти данные показывают значительный разброс значений температур.

Таблица 57

Температура (в °С) и давление (в кбар) метаморфизма в высокотемпературных зонах пояса Самбагава о-ва Сикоку, по Добрецову [1974]

Район	№ обр.	Зона	Минералогические				
			термометры, T °С				барометр. P кбар
			<i>Am-Cpx</i>	<i>Gr-Am</i>	<i>Gr-Chl</i>	<i>Gr-Bi</i>	
Коту-Бизан	E-7	III	410	—	—	—	—
	2017	III	430	410	—	—	13,5
	E-2	III	—	350	—	—	—
	E-4	III	—	500	—	—	—
	E-16	III	—	350	—	—	—
	E-17	III	—	620	400	—	—
	E-18	III	—	370	—	—	—
	72424	D	415	—	—	—	—
Бесси	G-1	E	525	700?	—	—	12
	K-60	E	—	420	—	450	—
	D-61	C	—	—	655	—	—
	K-33	D	—	—	300	—	—
	72203	—	—	—	615	630	—

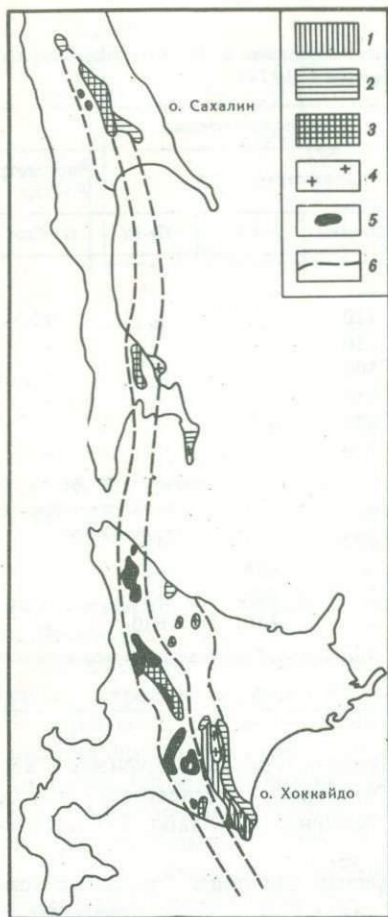
Примечание. Величина давления для обр. G-1 района Бесси определена для  $T = 700^{\circ}\text{C}$ .

По оценке Н.А. Добрецова, средняя температура метаморфизма в высокотемпературной зоне III района Коту-Бизан соответствует  $425^{\circ}\text{C}$ , в районе Бесси (зоны D, E) —  $530^{\circ}\text{C}$ ; давление (см. табл. 57) определяется интервалом 8–13,5 кбар.

Несколько другие условия метаморфизма для пояса Самбагава принимаются В. Эрнстом с соавторами [Ernst et al., 1970]. Температура для зональности пояса ими определяется в интервале  $200\text{--}400^{\circ}\text{C}$ , а давление — 4–7 кбар. Эти значения свидетельствуют о геотермальном градиенте около  $16^{\circ}\text{C}/\text{км}$ . В. Эрнст [Ernst, 1972] отмечает существенно водный состав метаморфизирующих флюидов, в которых максимальное давление  $\text{CO}_2$  в наиболее высокотемпературной зоне ( $400^{\circ}\text{C}$ ) не превышало 1500 бар.

### Метаморфические комплексы острова Сахалин

Метаморфические комплексы о-ва Сахалин являются естественным продолжением метаморфических зон о-ва Хоккайдо — Камуикотан и Хидака [Карта метаморфизма. . ., 1978] (рис. 37). Метаморфические комплексы о-ва Сахалин, сопоставляемые с зоной Камуикотан, слагают два разобнесенных блока, располагающихся в Сусунайском хребте и в западной части Восточно-Сахалинских гор. В последние годы эти образования детально изучались А.Е. Егоровым [Егоров и др., 1967, 1969], В.П. Шашкиной [1968, 1973], Д.Ф. Семеновым [1969], Н.Л. Доб-



Р и с. 37. Схема метаморфических зон о-вов Сахалин и Хоккайдо. Составлена по Карте метаморфизма Азии [1978]

Фаши: 1 — эпидот-амфиболитовая, 2 — зеленых сланцев, 3 — глаукофановая; 4 — мезозойские и кайнозойские граниты; 5 — гипербазиты; 6 — границы зон

рецовым' [1974]. Автором в 1966 г. проведены маршрутные исследования метаморфического комплекса Сусунайского хребта по рекам Сокол, Буря, Комиссаровке.

Метаморфические породы о-ва Сахалин объединены в вальзинскую серию, состоящую из четырех толщ. Состав толщ в Сусунайском хребте и Восточно-Сахалинских горах и их сопоставление приведены в табл. 58. Часть исследователей объединяют две нижние толщи в лангерийскую свиту, а две верхние — в дербышевскую свиту. Общая мощность вальзинской серии 2,5–3 км.

В пределах Сусунайского хребта метаморфический комплекс выходит на поверхность среди верхнемеловых, третичных и четвертичных отложений, которые перекрывают их с резким несогласием или контактируют с ними по разломам.

В восточно-Сахалинских горах метаморфические породы слагают полосу

субмеридионального простирания, протягивающуюся вдоль юго-западного склона хребта. На востоке на них залегают породы остринской и хойской свит набильской серии юрского—раннемелового возраста. Комплекс метаморфических пород Сусунайского хребта очень сходен с метаморфическими породами Восточно-Сахалинских гор, но в Сусунайском хребте более широко развиты зеленые вулканогенные сланцы и особенно зеленокаменные породы, в то время как в Восточно-Сахалинских горах преобладают метаморфизованные глинисто-кремнистые отложения, а вулканогенные зеленые сланцы и зеленокаменные породы имеют подчиненное значение. Зелеными сланцами сложены нижняя подсвита лангерийской свиты, а в Сусунайском хребте — и верхняя подсвита дербышевской свиты. Они состоят из альбита, клиноцоизита, эпидота, пумпеллиита, хлорита, стилипноmelана, актинолита, амфиболов глаукофан-кросситового ряда, кальцита, кварца в широко изменяющихся количественных соотношениях. Спорадически встречаются скопления

Сусунайский хребет			Восточно-Сахалинские горы		
Толща; состав пород	Мощность, м		Толща; состав пород	Мощность, м	
Верхняя зеленокаменная; переслаивание зеленых сланцев, слюдисто-хлорит-кварцевых сланцев и зеленокаменных пород	800–1000		Верхняя (переходная); переслаивание филлитовидных сланцев, зеленокаменных пород и кварцитов	700–1000	
Кварцитовая; переслаивание слюдисто-кварцевых, зеленых сланцев и кварцитов	300–500		Кварциты и зеленые сланцы; переслаивание кварцитов и темно-серых слюдистых сланцев	600–800	
Темно-серые плейчатые сланцы; переслаивание черных и темно-серых слюдисто-хлорит-кварцевых, кварц-альбит-слюдистых и кварц-слюдистых сланцев	650–700		Темно-серые плейчатые сланцы; переслаивание черных и темно-серых слюдисто-хлорит-кварцевых и кварц-альбит-слюдистых сланцев	1000	
Нижняя зеленосланцевая; переслаивание черных и темно-серых слюдистых сланцев, зеленых сланцев и зеленокаменных пород	150–500		Нижняя зеленых и черных неплейчатых сланцев; переслаивание зеленых хлоритовых и черных кварц-альбит-слюдистых сланцев	400	

реликтовых зерен титаномагнетита, пироксенов (авгит, титан-авгит, хлор-меланит), а также эгирин, роговая обманка, гематит, фенгит, гидрослюды, фуксит, рутил. По преобладанию отдельных породообразующих минералов можно выделить актинолитовые, хлоритовые и эпидотовые сланцы. Среди зеленых сланцев особо следует отметить глаукофан- и лавсонитсодержащие разновидности. Минералы группы глаукофана в этих сланцах представлены собственно глаукофаном, глаукофансодержащим актинолитом и актинолитсодержащим субглаукофаном, а также железистым кросситом. Кроме того, в зеленых сланцах обнаружены эгирин-жадеитовые пироксены (хлормеланиты), а также встречен лавсонит. В Сусунайском хребте глаукофансодержащие породы обнаружены по рекам Комиссаровке, Рогатке, Бурее, Сокол, Излучной, Знаменке и на побережье Охотского моря (мыс Быкова, мыс Синявина, районы поселков Остромысловки и Стародубска). Собственно глаукофан и лавсонит известны лишь в юго-западной части Сусунайского хребта, по рекам Комиссаровке и Рогатке [Егоров и др., 1967].

Следует отметить, что лавсонит и глаукофан встречены везде порознь, их совместное нахождение не обнаружено. В Восточно-Сахалинских горах глаукофансодержащие сланцы развиты по рекам Тумсяя, Лангери, Мулей-

ка. А.Е. Егоров с соавторами [1967] указывают следующие парагенезисы для глаукофановых сланцев. Река Комиссаровка: а)  $Act + Ep + Chl + Mu + Cc + Ab$ , б)  $Gl + Chl + Pum + Sti + Sph$ ; р. Буря: а)  $Act + Ep + Chl + Sti + Ab + Sph (+ Q)$ , б)  $Cr + Aeg + Ep + Chl + Ab + Sph$ , в)  $Gl + Aeg + Chl + Ep$ ; побережье Охотского моря: а)  $Gl + Chl + Ab + Sph$ , б)  $Act + Aeg + Chl + Ab + Sph + Hem$ , в)  $Cr + Ep + Chl + Mu + Ab + Q + Ilm$ ; р. Лангери: а)  $Cr + Ep + Chl + Sph + Q + (\pm Ab)$ , б)  $Act + Ep + Chl + Ab + (\pm Q + Gl)$ ; р. Мулейка: а)  $Gl + Ab + Chl + Mu$ , б)  $Gl + Chl + Pum$ .

Лавсонитсодержащие сланцы на Сахалине отмечались М.А. Хрячковым в разрезе по р. Сокол вблизи интрузии серпентинитов. Породы состоят из кварца, эпидота, лавсонита, апатита, альбита. Н.И. Добрецовым [Егоров и др., 1967] лавсонит был определен в массивных метаэффузивах по р. Комиссаровке в парагенезисе;  $Law + Chl + Ep + Ab + Pum + Sph$  и в верховьях р. Рогатки:  $Law + Chl + Q + Hem$ .

В Восточно-Сахалинских горах лавсонит был обнаружен этими авторами по рекам Вальзе, Костина Речка и Леоюга. В разрезе по р. Вальзе лавсонит находится в зеленых сланцах в ассоциации с кварцем, альбитом, мусковитом, хлоритом и пумпеллиитом. По своим петрохимическим особенностям богатые Са зеленые сланцы (в том числе и глаукофансодержащие) вальзинской серии относятся преимущественно к натровомагнезиальному ряду (табл. 59). На диаграммах (см. рис. 7, 8) их первичный состав интерпретируется как толеитовые базальты океанической формации (анализы 1, 3, 5, 15, 19, 21), щелочные оливиновые базальты океанической формации (2, 11, 13, 18, 23), базальты андезитовой формации (7, 9, 12, 20), диабазы (ультраосновные вулканиты) (4, 6, 8, 10, 14, 16, 22).

Зеленые сланцы, являющиеся аповулканитами, преобладают в составе метаморфического комплекса Сусунайского хребта и определяют его общую петрохимическую характеристику. К породам первичного терригенно-осадочного происхождения относятся кварц-альбит-слюдистые и серицит-альбит-кварцевые сланцы, кварциты, карбонатные породы.

Кварц-альбит-слюдистые и серицит-альбит-кварцевые сланцы слагают вторую толщу вальзинской серии и присутствуют в качестве прослоев мощностью до нескольких метров среди остальных ее толщ. Эти сланцы являются преобладающими в группе пород, бедных Са. По своим петрохимическим особенностям они относятся преимущественно к натровомагнезиально-железистому ряду (табл. 60). На диаграммах (см. рис. 3, 4) их первичный состав интерпретируется как субграувакки (анализ 3, см. табл. 60), граувакки (6, 7), монтмориллонитовые глины (5, 8), гидрослюдисто-монтмориллонитовые глины (4).

Кварциты составляют основную часть пород третьей толщи вальзинской серии и образуют прослой мощностью до 2–3 м среди остальных ее толщ. Среди кварцитов выделяются мономинеральные, пиррофиллитовые, биотитовые, альбитовые разности [Шашкина, 1968; Егоров и др., 1969]. К кварцитам автором монографии отнесены разности пород, содержащие кремнезема более 90%. Интересно отметить, что средний состав этих пород (см. табл. 60, анализ 9) относится к калиево-магне-

зиальному ряду, в то время как среди рассмотренных выше апопелитовых сланцев по отношению щелочей преобладают породы натрового ряда.

Существенно карбонатные породы, состоящие из кварца и карбонатов — кальцита, реже — анкерита и незначительной примеси других минералов, образовались за счет метаморфизма терригенных пород с карбонатным цементом или известняков с примесью обломочного материала. Реже встречаются мономинеральные мраморизованные рифогенные известняки. Карбонатные породы слагают обычно прослойки мощностью до нескольких метров, преимущественно среди пород верхних толщ лангерийской и дербышевской свит. Принимая во внимание, что первичные терригенно-осадочные породы преобладают в разрезе метаморфического комплекса Восточно-Сахалинских гор, а среди них наиболее широко распространены кварц-альбит-сланцевые и серицит-альбит-кварцевые сланцы, весь этот комплекс в соответствии с данными табл. 60 будет относиться к натрово-магнезиально-железисто-глиноземистому ряду.

Интрузивные образования среди метаморфических комплексов о-ва Сахалин представлены преимущественно согласными телами серпентинитов и горнблендитов, образовавшихся в результате метаморфизма дунитов, гарцбургитов и в меньшей мере — пород габброидного ряда. Последние обычно превращены в амфиболиты и глаукофансодержащие зеленые сланцы. На р. Сокол (Сусунайский хребет), в краевой зоне ультраосновного интрузивного тела, представленного серпентинитами и горнблендитами, встречены измененные гранат-пироксеновые марганцевые "эвлизитовые" породы. Они состоят из моноклинного пироксена, граната, содержащего около 30% спессартиновой молекулы, амфибола, кварца, альбита, сфена, карбоната. Образовались они, по нашему мнению, в результате метасоматической переработки габброидов и не могут относиться к эклогитам, как это считают некоторые исследователи. Определение возраста вальзинской серии зависит главным образом от трактовки ее взаимоотношений с породами набильской серии. А.Е. Егоровым и В.П. Шашкиной [1968] в разрезах бассейнов рек Вальзы, Лангери и Житницы был установлен постепенный переход и согласный стратиграфический контакт между вальзинской серией и набильской серией юрско-раннемелового возраста.

Переходная толща (филлитовидные зеленокаменные породы и кварциты) здесь представлена кварцитами, метаморфизованными песчаниками, алевролитами, аргиллитами и эффузивами основного состава. По представлениям А.Е. Егорова, эвгеосинклинальный этап не ограничился периодом отложения пород вальзинской серии, он продолжался и во время накопления пород набильской серии, т.е. в мезозое. Разница между породами этих двух серий состоит лишь в степени метаморфизма. Породы вальзинской серии метаморфизованы в фациях пренит-пумпеллитовой, зеленых сланцев и глаукофановых сланцев, а также в фации эпидотовых амфиболитов. В породах набильской серии метаморфизм почти полностью отсутствует, отмечаются лишь признаки диагенеза. Породы переходной толщи могут быть отнесены к пренит-пумпеллитовой фации. По мнению Н.Л. Добрецова [1974], переходная толща принадлежит, вероятнее всего, набильской серии и отделена от вальзинской скачком

Т а б л и ц а 59

Химический состав метаморфических пород, богатых Са, вальзвинской серии, по В.П. Шашкиной [1973], вес. %

№ анализа	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O
1	49,00	0,78	13,30	—	12,25	0,31	9,50	10,40	2,85
2	45,00	1,40	15,30	8,05	6,08	0,32	6,50	8,70	2,16
3	50,00	2,48	13,80	2,91	8,01	0,32	7,40	8,00	3,37
4	44,00	0,63	13,70	1,06	8,23	0,33	15,20	9,40	0,42
5	48,00	0,90	15,20	6,22	6,56	0,30	7,20	7,00	2,02
6	46,00	0,80	13,05	3,76	7,78	0,25	4,50	13,20	4,13
7	52,00	0,74	14,40	0,34	7,92	0,23	9,50	7,90	2,36
8	44,16	2,50	18,14	0,58	10,44	0,20	8,13	6,07	4,08
9	52,00	0,74	13,50	0,98	9,66	0,28	7,10	8,40	3,74
10	43,31	0,75	15,26	1,87	10,46	0,21	10,25	13,38	0,76
11	46,00	2,70	15,80	1,88	10,20	0,30	7,20	7,00	3,06
12	53,00	2,06	14,79	5,27	5,97	0,21	5,20	7,20	2,93
13	46,24	1,52	15,24	2,85	7,46	0,17	9,80	8,26	3,00
14	43,08	2,21	16,58	3,39	9,14	0,21	9,70	7,06	2,33
15	48,66	1,88	15,87	1,17	9,97	0,16	8,48	5,50	4,24
16	44,00	0,66	11,80	—	9,84	0,34	9,20	9,50	4,30
17	53,00	1,74	13,50	—	10,73	0,31	4,00	7,20	3,73
18	47,00	1,10	12,90	0,39	11,18	0,35	10,20	10,70	1,96
19	48,00	1,38	13,60	3,06	8,23	0,32	8,80	10,10	1,89
20	50,00	2,10	16,60	5,75	5,00	0,30	5,00	6,50	2,85
21	49,00	2,46	15,20	1,29	11,45	0,36	7,20	6,00	2,08
22	43,00	3,16	15,20	2,96	11,93	0,37	8,80	6,30	2,66
23	47,00	1,78	16,10	7,55	6,89	0,43	4,20	9,70	2,69

Таблица 59 (окончание)

№ анализа	K <sub>2</sub> O	П.п.п.	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	CO <sub>2</sub>	Сумма	Отношение петрогенных элементов, ат. кол.			
						Na/K	Ca/Mg	Fe/(Ca+Mg)	Al/(Na+K+Ca+Mg)
1	0,05	1,80	—	—	100,24	92,0	0,8	0,4	0,51
2	0,15	6,70	—	—	100,36	23,00	0,9	0,6	0,77
3	0,30	3,80	—	—	100,39	18,2	0,8	0,5	0,61
4	0,04	6,90	—	—	99,91	13,0	0,5	0,2	0,48
5	0,05	6,60	—	—	100,05	64,0	0,7	0,5	0,81
6	0,50	5,30	—	—	99,80	13,2	2,1	0,5	0,54
7	0,97	3,80	—	—	100,16	3,6	0,6	0,3	0,59
8	0,11	4,75	—	—	98,56	66,0	0,5	0,5	0,81
9	0,54	2,90	—	—	99,84	11,0	0,9	0,5	0,58
10	0,06	—	2,90	0,58	99,59	24,0	0,9	0,3	0,58
11	0,37	5,70	—	—	100,21	14,00	0,70	0,6	0,76
12	0,61	2,98	—	—	100,22	7,9	1,0	0,6	0,76
13	0,20	4,91	—	—	99,65	24,0	0,6	0,4	0,61
14	0,85	4,71	—	—	99,26	3,9	0,5	0,5	0,71
15	0,33	3,39	—	—	99,65	19,6	0,5	0,5	0,69
16	1,05	8,90	—	—	99,59	6,0	0,7	0,3	0,42
17	0,17	5,60	—	—	99,98	40,0	1,3	0,7	0,75
18	0,02	4,50	—	—	100,30	157,5	0,8	0,4	0,50
19	0,60	4,10	—	—	100,08	5,1	0,8	0,4	0,56
20	3,00	3,40	—	—	100,50	1,4	0,9	0,6	0,82
21	0,03	4,90	—	—	99,97	111,7	0,6	0,6	0,84
22	0,76	4,90	—	—	100,04	5,4	0,5	0,6	0,69
23	0,16	3,90	—	—	100,40	29,3	1,7	0,7	0,86

Примечание. Сланцы: 1–4 – актинолитовый, 5–8 – хлоритовый, 9–11 – пумпеллиитовый, 12 – альбит-эпидот-хлорит-кварцевый, 13 – альбит-хлорит-эпидотовый, 14 – альбит-актинолит-эпидот-серицитовый, 15 – альбит-актинолит-хлорит-эпидотовый, 16–19 – эпидотовый, 20 – глаукофан-актинолит-эпидот-хлорит-альбитовый, 21 – пумпеллиит-эпидот-хлорит-глаукофановый, 22 – глаукофан-хлорит-эпидот-альбитовый, 23 – эпидот-альбит-глаукофановый.

Т а б л и ц а 60

Химический состав метаморфических пород, бедных Са, вальзинской серии, по В.П. Шашкиной [1973], вес. %

№ анализа	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
1	48,00	2,20	15,30	9,26	8,05	0,33	4,80	4,20	3,72	1,69
2	93,64	0,07	1,27	1,23	0,90	0,03	0,60	0,91	0,40	0,27
3	77,00	0,18	12,53	0,36	1,34	0,07	1,53	0,35	2,16	2,58
4	58,00	0,66	19,80	0,85	6,62	0,51	3,00	0,30	2,13	4,08
5	67,00	0,46	15,00	—	6,35	0,36	2,60	1,00	4,79	0,67
6	72,60	0,44	10,54	0,02	6,30	0,20	1,88	0,52	1,73	1,94
7	72,00	0,46	13,60	0,93	2,77	0,34	1,90	0,90	2,77	2,10
8	65,60	0,55	16,98	2,24	2,64	0,17	1,01	0,84	1,94	4,86
9	93,96	0,018	1,80	0,47	0,60	0,41	0,67	0,35	0,20	0,50

Т а б л и ц а 60 (окончание)

№ анализа	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S <sub>общ</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	П. п.п.	Сумма	Отношение петрогенных элементов, ат. кол.			
						Na/K	Ca/Mg	Fe/(Ca+Mg)	Al/(Na+K+Ca+Mg)
1	—	—	—	2,80	100,35	3,3	0,6	1,2	0,86
2	—	—	—	0,48	99,80	2,4	1,1	0,8	0,52
3	—	—	0,18	1,40	99,68	1,2	0,2	0,5	1,46
4	—	—	0,32	3,52	100,79	0,8	0,07	1,3	1,66
5	—	—	—	1,30	99,53	11,9	0,3	1,1	1,18
6	—	—	—	3,50	99,67	1,4	0,2	1,6	1,38
7	—	—	—	2,40	100,17	2,0	0,3	0,8	1,36
8	—	—	—	3,06	99,89	0,6	0,6	1,6	1,63
9	0,17	0,08	0,22	0,36	99,81	0,6	0,4	0,6	0,95

Примечание. Глаукофансодержащие породы: 1 — эпидот-альбит-серицит-глаукофан-стильпномелановый сланец; 2 — глаукофан-эпидот-стильпномелан-альбитовый кварцит; серицитовые сланцы: 3 — серицит-альбит-кварц-стильпномелановый, 4 — серицит-альбит-кварц-хлоритовый; кварц-слюдистые сланцы: 5 — кварц-хлорит-альбит-серицитовый, 6 — кварц-альбит-хлорит-гидрослюдистый, 7 — кварц-альбит-серицит-стильпномелан-хлоритовый, 8 — кварц-серицит-альбит-стильпномелан-хлорит-пирофиллитовый; 9 — средний состав кварцитов вальзинской серии, не содержащих глаукофана (вычислен по данным А.Е. Егорова с соавторами [1969]).

Таблица 61

Распространение главных минералов в метабазитах различных зон метаморфизма Сусунайского хребта, по Н.Л. Добрецову [1974]

Минерал	Зона			Минерал	Зона		
	I субглауко- фановая	II кроссит-ак- тинолитовая	III роговооб- манковая		I хлормела- нит-крос- сит-акти- нолитовая	II пумпелли- нит-актино- литовая	III эпидот-хло- ритовая
	Западный склон хребта			Охотское побережье			
<i>Gl</i>	-----			<i>Act-Gl</i>	-----		
<i>Act-Gl</i>	-----			<i>Cr</i>	-----		
<i>Cr</i>		-----		<i>Act</i>		-----	
<i>Act</i>	-----		---	<i>Aeg-Id</i>	-----		
<i>Hb</i>				<i>Pum</i>		----- ?	
<i>Aeg-Id</i>	-----	-----		<i>Ep</i>			
<i>Pum</i>	-----			<i>Chl</i>			
<i>Ep</i>				<i>Ab</i>			
<i>Law</i>	-----			<i>Q</i>	-----	-----	
<i>Chl</i>				<i>Cc</i>	-----	-----	
<i>Ab</i>				<i>Hem</i>		-----	
<i>Q</i>	-----	-----					
<i>Cc</i>	-----		-----				
<i>Hem</i>		-----					

в метаморфизме и скрытым несогласием. На юге Сусунайского хребта, по р. Знаменке в линзочках известняков, находящихся среди гематитохлоритовых сланцев вальзинской серии, которые относятся к верхней зеленокаменной толще, А.Е. Егоров нашёл фауну, позволившую отнести эту толщу к перми-триасу.

Это представление не является общепризнанным. Так, Д.Ф. Семенов [1969] считает, что породы, в которых А.Е. Егоровым обнаружена фауна, слагают тектонический блок на периферии Сусунайского хребта. В этом блоке, кроме зеленых сланцев и метаморфизованных основных эффузивов, есть пласты кремнистых пород типа яшм, которые не встречаются в вальзинской серии. Кроме того, здесь присутствуют мощные (до 20 м) пласты известняков, которые не характерны для пород вальзинской серии, но обычны для пород набильской серии. Возраст пород вальзинской серии Д.Ф. Семенов считает позднепалеозойским.

Радиохронологические определения (К-Аг метод) возраста метаморфических пород, по данным Н.Л. Добрецова и И. Куроды [1969], А.Е. Егорова с соавторами [1966], дают следующие возрастные интервалы: 178—209, 90—133, 55—77 млн.лет. По мнению Н.Л. Добрецова, первая группа значений соответствует возрасту начального, глаукофанового метаморфизма; вторая — наложенному меловому метаморфизму пренит-пумпелли-

итовой фации, регрессивному для пород вальзинской серии и прогрессивному для пород набильской серии; третья группа соответствует времени внедрения гранодиоритов и связанному с ними метаморфизму.

Исходными породами вальзинской серии Н.Л. Добрецов считает верхнепалеозойские, а проявление глаукофанового метаморфизма — позднепалеозойским—раннемезозойским, так же как в метаморфических зонах Самбагва и Камуикотан Японии.

**Условия метаморфизма.** По классификации Н.Л. Добрецова с соавторами [1970], основная часть метаморфических пород Сахалина относится к стильпномелан-пумпеллиитовой и актинолит-эпидот-хлоритовой субфациям фации зеленых сланцев и промежуточной субфации фации глаукофановых сланцев. В Восточно-Сахалинских горах, в ореолах ороговикованных пород вокруг интрузий гранитоидов локальным распространением пользуются породы биотит-хлоритовой (по Н.Л. Добрецову) субфации фации зеленых сланцев.

Метаморфизм фации эпидотовых амфиболитов характерен для незначительной части пород вальзинской серии. Критическим минералом при переходе от фации зеленых или "голубых" сланцев к фации эпидотовых амфиболитов является обыкновенная роговая обманка. Имеющиеся в настоящее время данные не позволяют наметить метаморфическую зональность в пределах Восточно-Сахалинских гор.

Для Сусунайского хребта Н.Л. Добрецовым [1974] установлено два типа метаморфической зональности (табл. 61). Эта зональность намечается как по температуре (в основном вниз по разрезу), так и по давлению (с запада на северо-восток). По оценкам Н.Л. Добрецова, температуры метаморфизма зон I, II на западном склоне Сусунайского хребта и зон I, III на Охотском побережье соответствуют интервалу 300—500°C. В роговообманковой зоне температуры превышали 500°C. Нижний предел давления для температуры 400°C составлял 5—6 кбар. Верхний предел давления по гранат-пироксеновому геобарометру определяется Н.Л. Добрецовым величиной 9—10 кбар.

Однако, по нашему мнению, эти величины давления нельзя принять, поскольку эклогиты интрузии р. Сокол, для которых выполнены эти определения, не являются, как указывалось выше, типичными эклогитами.

К югу от Сусунайского хребта на Тонино-Анивском полуострове известны незначительные по площади выходы биотитовых роговиков и гранат-хлорит-кварц-плагноклазовых сланцев, связанных с палеогеновыми гранитоидами [Нарыжный, 1965]. Метаморфические образования Тонино-Анивского п-ва сопоставляются с поясом Хидака о-ва Хоккайдо и, по-видимому, соответствуют малоглубинной области эрозионного среза единого пояса.

## ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАМОРФИЗМА В ЗОНЕ ПЕРЕХОДА ОТ КОНТИНЕНТА К ОКЕАНУ

Эволюция метаморфизма рассматривается автором в непосредственной связи с процессами становления и развития Азиатского континента. К наиболее ранним этапам становления восточной части Азиатского континента относится формирование ядер будущих Сибирской и Китайской платформ, которые позднее наращивались более молодыми складчатыми системами. Подобная концепция предполагает древность Тихого океана (пра-Океана). Изучение геотектонических структур — от наиболее древних (платформ) до наиболее молодых — островных дуг, опоясывающих восточную часть Тихого океана, — дает возможность выявить характер эволюции метаморфизма во времени.

Проявления процессов метаморфизма при становлении восточной части Азиатского континента охватывали следующие временные интервалы: раннеархейский — 3500—3000 млн. лет назад; позднеархейский — 3000—2600 млн. лет; раннепротерозойский — 2600—1650 млн. лет; позднепротерозойский — 1650—570 млн. лет; ранне-среднепалеозойский — 570—380 млн. лет, позднепалеозойский — 380—200 млн. лет, мезозойско-кайнозойский — менее 200 млн. лет назад.

В раннем архее в восточной части Азиатского континента возникли две пространственно разобщенные тектонически активные области, развивавшиеся за счет первичной бесструктурной базальтовой коры. Развитие этих тектонических областей положило начало формированию ядер двух будущих платформ — Сибирской и Китайской. Касаясь энергетической стороны этих процессов, можно лишь предположить, что возникновение тектонически активных областей связано с первичной гетерогенностью глубинных зон Земли, унаследованной со времени становления ее как планеты. Этой гетерогенностью была обусловлена энергетическая активность областей современных континентов и относительная пассивность области современной акватории Тихого океана. Существующие представления о геотектонической природе древнейших структур Земли, положивших начало формированию коры континентов, имеют, как отмечалось выше, гипотетический характер.

Из рассмотренного материала по Алдано-Становому щиту вытекают следующие выводы. В раннеархейском времени развития Алдано-Станового щита выделяется не менее трех этапов метаморфизма, соответствующих формированию зверевского, иенгского и тимптоно-джелтулинского комплексов. Наиболее ранний этап, вероятно, был в момент становления первичной земной коры, примером которой служат образования зверевского метаморфического комплекса. В пределах Алдано-Станового щита образования самого раннего этапа раннеархейского метаморфизма установлены в его южной части, где они протягиваются полосой от верховий р. Иенгры и почти до побережья Охотского моря.

Можно предполагать, что они распространены гораздо более широко и составляют основание Сибирской платформы. Эти самые ранние образования земной коры, наблюдающиеся на юге Алдано-Станового щита,

здесь повсеместно относятся к наиболее высокотемпературной фации — гиперстен-силлиманитовой, и поэтому их можно назвать монофациальными. По условиям давления они являются наиболее глубинными метаморфическими образованиями (табл. 62). Аналогичные образования формировались и на территории современной Китайской платформы. Примером их может служить кимчекский комплекс Сино-Корейского щита, условия метаморфизма которого сопоставимы с метаморфизмом зверевского комплекса [Маракушев, 1965].

Следующий этап развития нижнеархейской подвижной области соответствовал формированию пород иенгрского комплекса. Образование этого комплекса, вероятно, происходило на консолидированном фундаменте, о чем может свидетельствовать, по мнению некоторых исследователей, его первичный состав, отвечающий субплатформенной обстановке развития. Условия метаморфизма пород иенгрского комплекса соответствовали низкотемпературной субфации гранат-кордиеритовой фации, а давление было значительно меньшим, чем при метаморфизме образований зверевского комплекса. Аналогом иенгрского комплекса на Сино-Корейском щите следует считать образования Наннимского массива.

Следующий тектонический этап ознаменовался интенсивным проявлением вулканической деятельности, продукты которой составляют основную часть тимптоно-джелтулинского комплекса. Однако в отличие от самого древнего вулканогенного комплекса — зверевского этот комплекс характеризуется иными петрохимическими чертами, соответствующими натрово-кальциевому ряду формаций. Такая особенность, по мнению автора, подтверждает предположение ряда исследователей о наиболее позднем развитии в раннеархейской истории Алдано-Станового щита этой вулканической активной области. Температурные условия метаморфизма иенгрского и тимптоно-джелтулинского комплексов были примерно сходны и соответствовали гранат-кордиерит-ортоклазовой и гранат-кордиерит-гиперстен-ортоклазовой субфациям гранат-кордиеритовой фации. Отмечается лишь несколько большая глубинность формирования пород тимптоно-джелтулинского комплекса восточной части Алдано-Станового щита, относящегося к группе глубинных формаций по классификации, принятой в этой монографии, в то время как иенгрский комплекс относится к среднеглубинным формациям. Это, вероятно, объясняется тем, что тимптоно-джелтулинский комплекс накапливался в структуре эвгеосинклинали типа, характеризовавшейся более активными тектоническими движениями, в отличие от субплатформенных условий формирования иенгрского комплекса.

Сходными с тимптоно-джелтулинским комплексом условиями метаморфизма характеризуются метаморфические образования Охотского, Омолонского и Тайгоносского массивов (см. табл. 62). По представлениям автора, первичные образования этих массивов и тимптоно-джелтулинского комплекса формировались в единой структурно-фациальной области, наращивавшей древнее ядро континента на северо-востоке. Формированием тимптоно-джелтулинского комплекса и его аналогов завершился раннеархейский период проявления метаморфических процес-

Т а б л и ц а 62. Схема классификации метаморфических формаций зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану

Геотектоническая структура	Метаморфический комплекс, серия	Возраст метаморфизма	Исходные формации	Петрохимический ряд формаций	Группа метаморфических формаций по глубинности
1	2	3	4	5	6
С и б и р с к а я    п л а т ф о р м а					
Алданский массив	Зверевский	AR <sub>1</sub> <sup>1</sup>	Вулканогенные	Натровомагнезиальный	Глубинная
	Иенгрский	AR <sub>1</sub> <sup>2</sup>	Терригенно-осадочные	Калиевомагнезиально-железисто-глиноземистый	Среднеглубинная
	Тимптоно-желтулинский	AR <sub>1</sub> <sup>3</sup>			
	Тимптонская Джелтулинская		Вулканогенные Терригенно-осадочные	Натровокальциевый То же	Глубинная "
Охотский массив	Охотский комплекс	AR <sub>1</sub> <sup>3</sup>	Вулканогенно-осадочные	Натровомагнезиальный	"
Омолонский массив	Омолонский	AR <sub>1</sub> <sup>3</sup>	То же	Натровокальциевый	"
Тайгоносский массив	Авековский	AR <sub>1</sub> <sup>3</sup>	"	Натровомагнезиально-кальциевый	"
Становая складчатая область	Становой	AR <sub>2</sub>			
	Иликанская		Терригенно-осадочные	Натровокальциевый	Среднеглубинная
	Усть-Гилоская		Вулканогенные	То же	То же
	Удско-Майская		Вулканогенно-осадочные	"	"
Субганский грабен	Субганский	PR <sub>1</sub>	Вулканогенные	"	Малоглубинная
Ярогинский грабен	Ярогинский	PR <sub>1</sub>	Терригенно-осадочные	Калиевомагнезиально-железисто-глиноземистый	То же

Таблица 62 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
Монголо-Охотская складчатая область					
Ханкайский массив	Нижнепротерозойский	PR <sub>1</sub>	Карбонатно-терригенно-осадочные	Калиево-магнезиально-железисто-глиноземистый	Среднеглубинная
	Иманская и уссурийская				
	Верхнепротерозойский	PR <sub>2</sub>	Терригенно-осадочные	Калиево-магнезиально-железисто-глиноземистый	Малоглубинная
	Спасская				
Тукуринграджагдинская зона	Тукуринграджагдинский	PZ <sub>3</sub>	Терригенно-осадочные	Натрово-кальциево-глиноземистый	То же
Курило-Камчатская островная дуга					
	Срединный	PZ-MZ	Терригенно-осадочные	Натрово-магнезиально-железисто-глиноземистый	Среднеглубинная
	Колпаковская				
	Маджинская		Вулкано-генные	Натрово-кальциевый	"
	Ганальский	PZ-MZ	То же	Натрово-кальциево-магнезиальный	То же
Японо-Сахалинская островная дуга					
Массив Хида	Хида	PR <sub>1</sub>	Карбонатно-терригенно-осадочные	Натрово-кальциевый	"
Зона Сангун	Сангун	PZ <sub>2</sub>	Вулкано-генно-осадочные	Натрово-кальциево-магнезиальный	"
Зона Самбагава	Самбагава	PZ <sub>3</sub> -K	То же	То же	"
Зона Рёке	Рёке	K	Терригенно-осадочные	Калиево-магнезиально-железисто-глиноземистый	Малоглубинная

Таблица 62 (окончание)

1	2	3	4	5	6
Сусунайская зона	Сусунайский	MZ	Вулканогенные	Нагрово-магнезиальный	Среднеглубинная
Зона Восточно-Сахалинских гор	Восточно-Сахалинских гор	MZ	Вулканогенно-осадочные	Нагрово-магнезиально-железистый	То же

сов и образовался устойчивый кратон в северной части нынешнего Азиатского континента. Аналогичная структура — ядро будущей Китайской платформы было сформировано на юге. Имеющиеся опубликованные материалы по метаморфическим комплексам Сино-Корейского щита [Геологическое строение . . . , 1966] и личные наблюдения автора, проведенные в пределах Наннимского и Кимчекского массивов, позволяют сделать вывод об аналогичном развитии ядра Китайской платформы. Оформившиеся Сибирский и Китайский кратоны, по представлениям автора, были разделены тектонически пассивной областью, ставшей в свою очередь ареной активных тектонических событий в позднем архее (рис. 38).

Спецификой раннеархейского метаморфизма является широкое ареальное распространение высокотемпературных метаморфических фаций — гранат-кордиеритовой и гиперстен-силлиманитовой, соответствующих в совокупности общепринятой гранулитовой фации. Это свидетельствует о высокой интенсивности тепловых потоков, существовавших на обширных площадях в раннеархейское время. Высокая энергетическая активность в рассматриваемом регионе сохранялась на протяжении всех трех выделенных этапов раннеархейского тектогенеза. Детальные исследования минеральных парагенезисов раннеархейских образований последних лет с применением микрозондовой рентгеноסקопии показали, что все их более низкотемпературные изменения носят регрессивный характер и связаны с более поздними этапами метаморфизма.

В позднем архее в процессы тектонической активности была вовлечена область, ранее разделявшая Сибирскую и Китайскую платформы. Эти процессы захватили и краевые части Сибирской и Китайской платформ (см. рис. 38, Б). На юге Сибирской платформы результатом их проявления было формирование станового комплекса и его аналогов (олекминская и батомгская серии, унгринский комплекс). В юго-западном обрамлении Сибирской платформы к позднеархейскому этапу метаморфизма нами относятся образования Канской, Бирюсинской и Бельско-Китойской глыб. На севере Китайской платформы к аналогичным образованиям, вероятно, относится серия Утай и мусанский комплекс Сино-Корейского щита [Смирнов, 1976]. Область позднеархейского тектогенеза распространилась несколько восточнее Китайской платформы, охва-

тив, вероятно, и территорию современных Японских островов (см. рис. 38,Б). Основанием для такого предположения служит находка метаморфических пород на подводной возвышенности Криштофовича, расположенной в Японском море северо-восточнее о-ва Уллындо. Эти образования представлены биотит-роговообманковыми, роговообманковыми и биотитовыми гнейсами, максимальный радиологический возраст которых, определенный Rb-Sr методом, составляет 2729 млн. лет [Леликов, Берсенев, 1975].

Общей чертой метаморфизма позднеархейских образований наложенных структур является его равномерность и выдержанность на больших площадях. Условия метаморфизма соответствовали биотит-силлиманит-ортотлазовой и кварц-мусковитовой фациям средней глубинности. Местами степень метаморфизма локально повышалась до уровня гранат-кордиеритовой (гранулитовой) фации. К таким ореолам гранулитовой фации, вероятно, относятся некоторые глыбы, выделяемые в пределах Становой зоны и считающиеся выходами раннеархейского фундамента. Наличие ореолов гранулитовой фации свидетельствует о существовании в пределах кратонов еще достаточно интенсивных тепловых потоков, хотя, вероятно, более слабых, чем в раннеархейское время. Можно предполагать, что еще более интенсивно процессы метаморфизма в позднем архее проявлялись в тектонически активной области между Сибирской и Китайской платформами, выделяемой под названием Монголо-Охотской. Несомненно, что эта область стала развиваться после становления Сибирской и Китайской платформ, так как активные тектонические движения в ней происходили вплоть до мезозоя, в то время как на платформах они завершились к позднему протерозою. К выходам верхнеархейского фундамента Монголо-Охотской области, возможно, относятся метаморфические комплексы Аргунской зоны, метаморфизованные в амфиболитовой и гранулитовой фациях [Смирнов, 1976].

В результате позднеархейского тектогенеза Сибирская и Китайская платформы были "спаяны" в единую структуру, образовавшую раму Азиатского континента. Дальнейшие тектонические процессы проявлялись в деструкции этой рамы и, вероятно, в незначительной мере — в наращивании ее в сторону современного ложа Тихого океана.

В раннем протерозое процессы метаморфизма унаследованно проявлялись в областях развития позднеархейских структур (см. рис. 38, В). Характерным является ослабление интенсивности и сокращение масштабов раннепротерозойского метаморфизма в пределах Сибирского и Китайского кратонов. На Сибирской платформе наиболее интенсивные зоны раннепротерозойского метаморфизма тяготеют к шовным структурам — это Субганский грабен, Желтулакская и Билякчанская зоны на юге, Урикско-Ийский грабен на юго-западе. Образования раннего протерозоя, выполняющие узкие грабенообразные структуры, первичную природу которых многие исследователи интерпретируют как троговую, характеризуются метаморфизмом зонального типа, протекавшим в условиях от кварц-хлоритовой до биотит-силлиманит-ортотлазовой и гранат-кордиеритовой фаций. Наиболее высокотемпературные фации имеют резко выраженное локальное распространение. Метаморфические образования

этих структур относятся к группе малоглубинных формаций (см. табл. 62). В пределах Сино-Корейского щита к раннепротерозойским образованиям относится намдеченский комплекс, представляющий собой метаморфизованные, преимущественно карбонатно-терригенные миогеосинклинальные образования. Метаморфизм комплекса отличается неоднородностью, местами достигает гранат-кордиеритовой фации [Геологическое строение. . . , 1966]. Для пород комплекса имеются данные определений радиологического возраста — 1600—1740 млн. лет (K-Ar метод [Смирнов, 1976]).

Несколько иными условиями метаморфизма характеризуются нижнепротерозойские комплексы, располагающиеся вне пределов Сибирской и Китайской платформ и образующие второй структурный ярус собственно Монголо-Охотской складчатой области. Эти образования в современном эрозионном срезе выходят на поверхность в срединных массивах — Ханкайском, Буреинском, Кентейском, Фэншуйлинском и др. Формирование их происходило в условиях относительно подвижной области, заложившейся на позднеархейском фундаменте, с хорошо проявленной интенсивной энергетической активностью, что выразилось в широком распространении пород биотит-силлиманит-ортоклазовой фации, а местами и гранат-кордиеритовой. Ореолы высокотемпературных фаций здесь более обширны, чем в наложенных раннепротерозойских троговых структурах Алдано-Станового щита, они достигают нескольких десятков километров в поперечнике. В западной части Монголо-Охотского пояса к метаморфическим образованиям подобного типа относятся комплексы Хамар-Дабанского массива и Дербинского антиклинория.

Раннепротерозойские образования восточного окончания Монголо-Охотского пояса составили в значительной мере фундамент палеозойских геосинклиналей Японских островов. Выходы этого фундамента образуют массив Хида. По условиям метаморфизма комплекс Хида сходен с Ханкайским и Буреинским массивами. Здесь также преобладают метаморфические образования амфиболитовой фации, среди которой породы гранулитовой фации распространены в виде изометричных ореолов размером до 10—15 км в поперечнике.

Вероятно, в раннем протерозое в активную тектоническую деятельность с проявлением процессов метаморфизма впервые была вовлечена обширная область современного континента, расположенная к северу от Сибирского кратона — от низовий р. Лены до Чукотского полуострова. О более ранних этапах метаморфизма в настоящее время данных нет, и можно лишь предполагать, что нижнепротерозойские образования здесь слагают фундамент более молодых структур. К выходам этого фундамента относятся древнейшие метаморфические толщи Чукотского массива с радиологическим возрастом 1,57—1,68 млрд. лет. Проявлениями раннепротерозойского метаморфизма, вероятно, обусловлен и возраст метаморфических образований Кедонского поднятия на севере Омолонского массива, составляющий 1,81—2,1 млрд. лет (Rb-Sr метод [Жуланова и др., 1980]).

Различия в условиях метаморфизма в пределах Монголо-Охотской складчатой области и платформенных структур еще более отчетливо

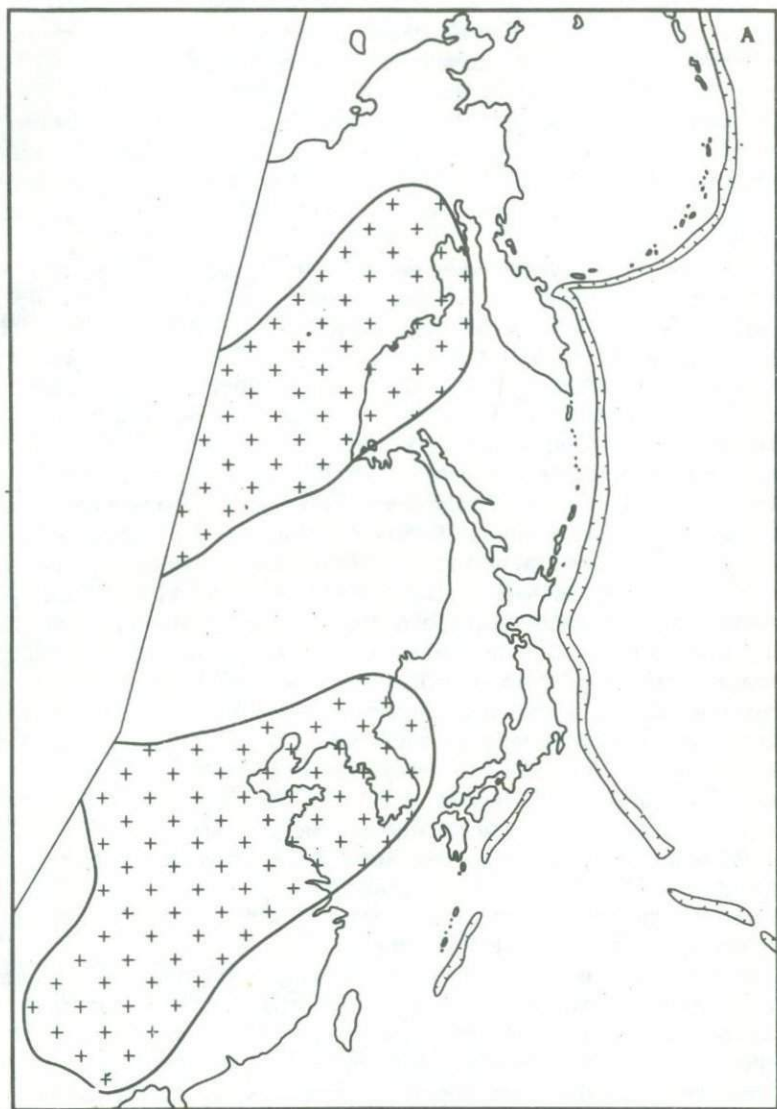
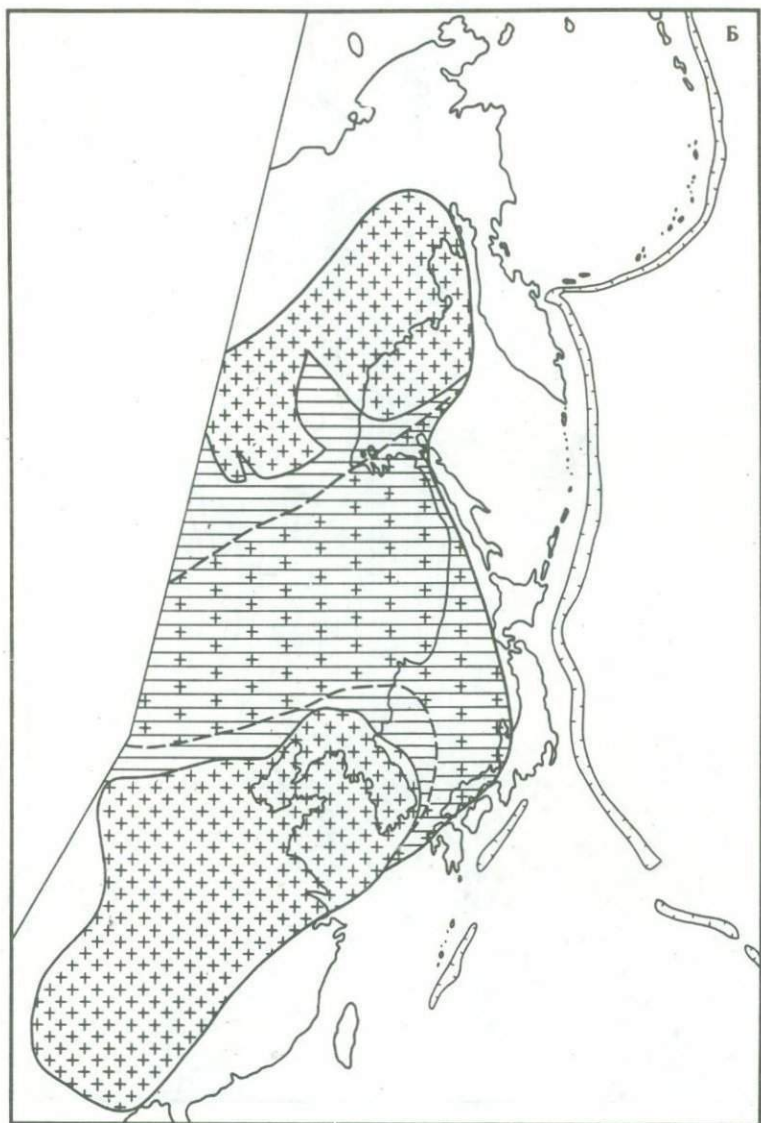
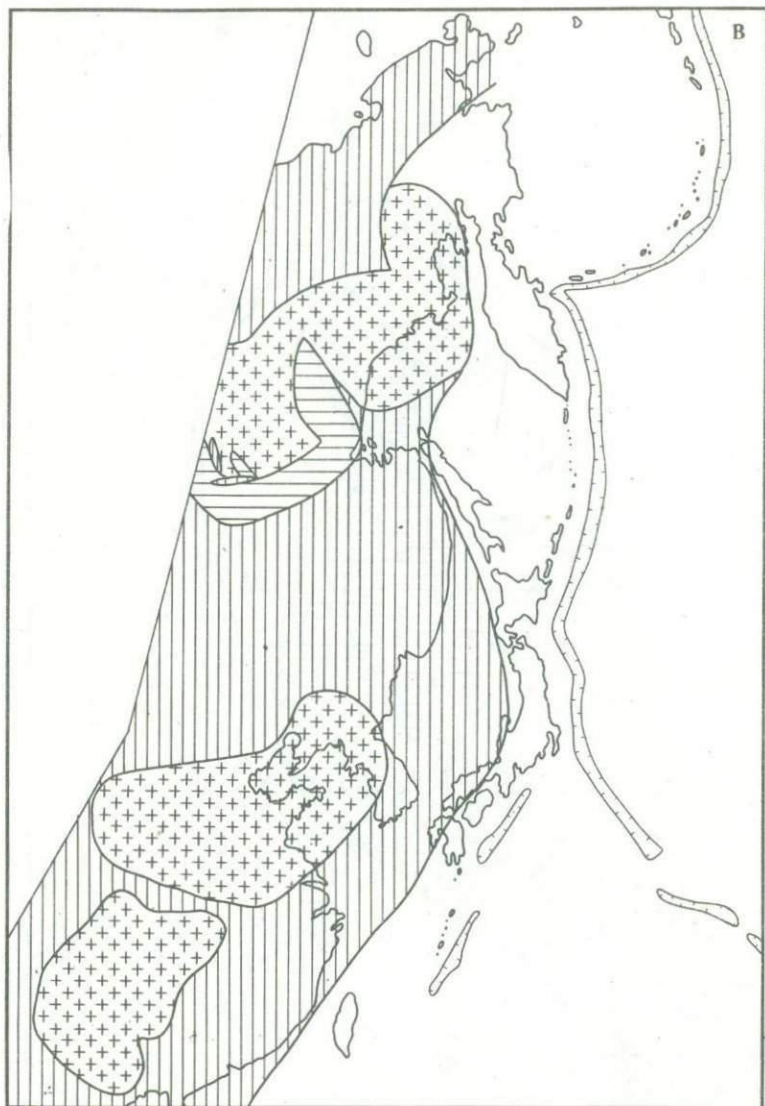


Рис. 38. Схемы проявлений процессов метаморфизма на востоке Азиатского континента в раннем (А) и позднем (Б) архее, в раннем (В) и позднем (Г) протерозое, раннем—среднем (Д) и верхнем (Е) палеозое, в мезозое—кайнозое (Ж)

Области проявления метаморфизма: 1 — гиперстен-силлиманитовой и гранат-кордиеритовой фаций, составляющих в совокупности общепринятую гранулитовую фацию, 2 — широкопоясового слабозонального преимущественно биотит-силлиманит-ортоклазовой (амфиболитовой) и кварц-мусковитовой (эпидот-амфиболитовой) фаций с локальными ореолами гранулитовой фации в наложенных на нижнеархейский фундамент верхнеархейских структурах, 3 — позднеархейского биотит-силлиманит-ортоклазовой и гранат-кордиеритовой фаций в позднеархейских структурах, заложенных предположительно на симатическом основании, 4 — широко-

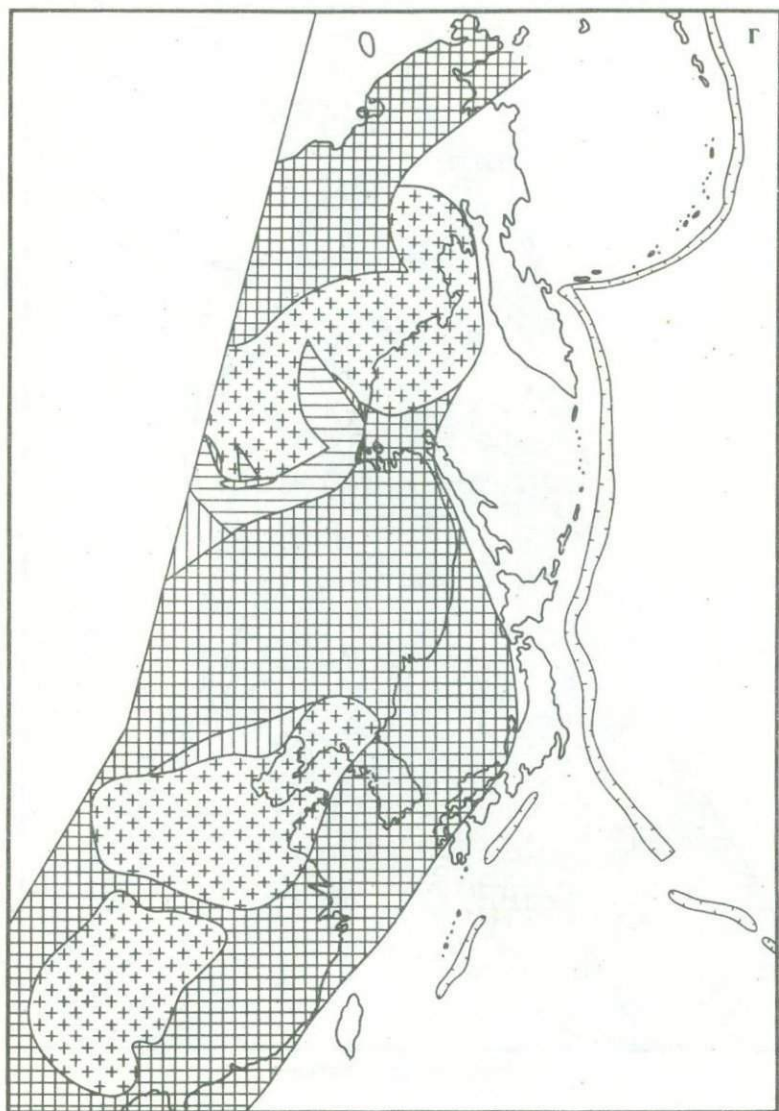


зонального преимущественно биотит-силлиманит-ортоклазовой и кварц-мусковитовой фаций с незначительными по размерам локальными ореолами гранат-кордиритовой фации (в пределах раннеархейских кратонов — линейные зоны метаморфизма), 5 — преимущественно зеленосланцевого с локальными ореолами биотит-силлиманит-ортоклазовой и кварц-мусковитовой фаций, 6 — широкопоясового зеленосланцевого с локальными ореолами биотит-силлиманит-ортоклазовой и кварц-мусковитовой фаций; линейные зоны метаморфизма: 7 — глаукофанового (а — раннесреднепалеозойского, б — позднепалеозойского, в — мезозойского), 8-9 — зеленосланцевой фации с локальными участками развития сланцево-гнейсовых куполов (8 — позднепалеозойские, 9 — мезозойские), 10 — пренит-пумпеллиитового, зеленосланцевого (кайнозой), 11 — глубоководные желоба



Р и с. 38 (продолжение)

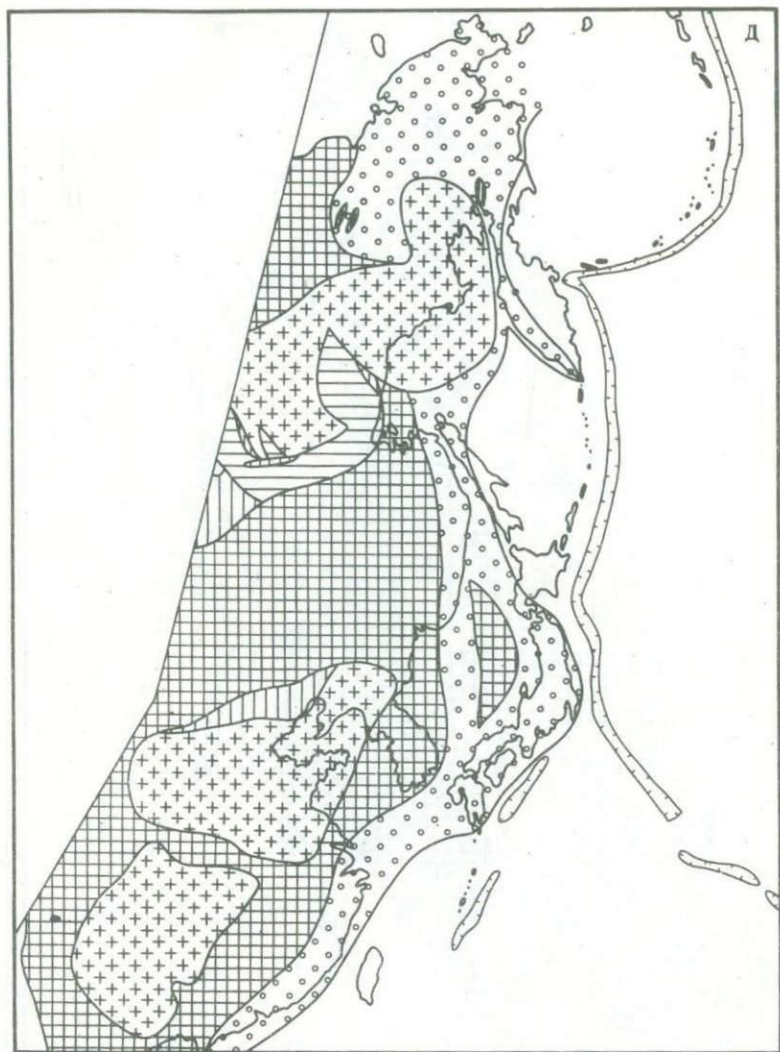
отражаются в позднепротерозойское время (см. рис. 38,Г). На Сибирской платформе в позднем протерозое происходит формирование платформенного чехла, т.е. завершается ее становление как платформенной структуры. В Монголо-Охотском поясе в то время еще продолжают активные тектонические процессы. Позднепротерозойские образования здесь подвергаются складчатости и метаморфизму. Однако этот метаморфизм происходит в малоглубинных условиях преимущественно кварц-хлоритовой фации; менее распространена кварц-мусковитовая и весьма



Р и с. 38 (продолжение)

локально — биотит-силлиманит-ортоклазовая фации (Ханкайский массив, Спасская и Кабаргинская зоны).

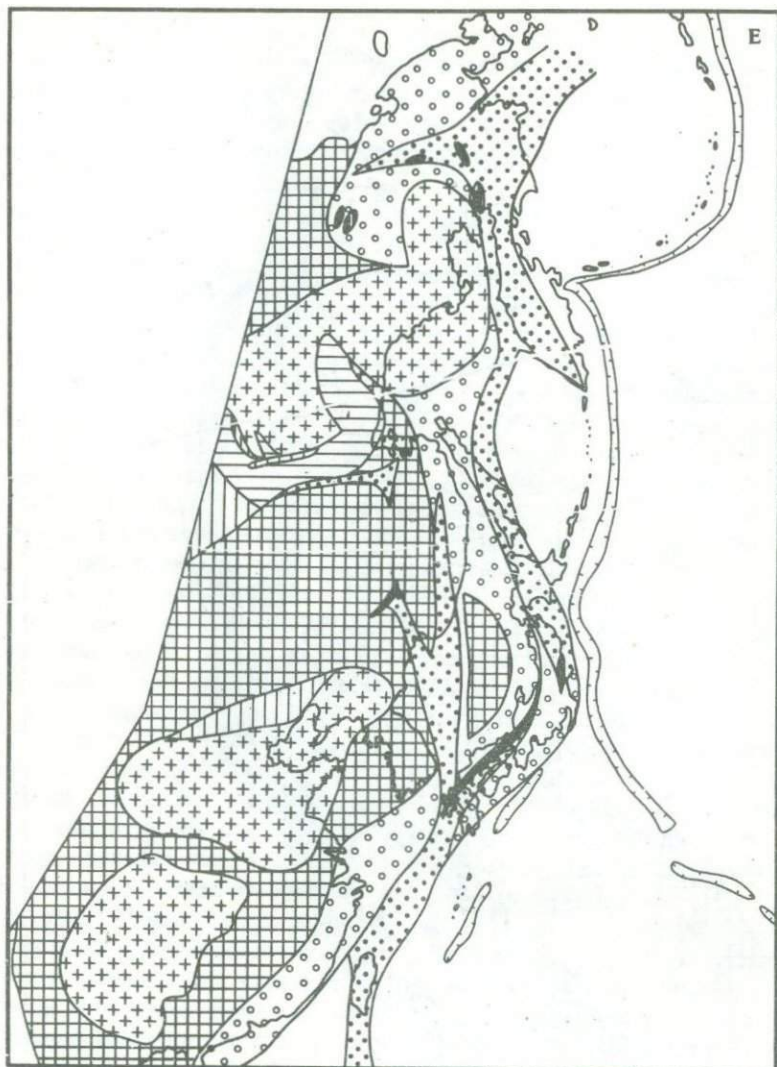
Две последние фации образуют обычно зональные, изометричные ореолы на общем фоне кварц-хлоритовой фации. В отличие от раннепротерозойских образований преобладающую роль в позднепротерозойских метаморфических фациях играет кварц-хлоритовая, а области распространения кварц-мусковитовой и биотит-силлиманит-ортоклазовой существенно сокращаются. К северу от Сибирской платформы в Чукотской



Р и с. 38 (продолжение)

и Яно-Колымской складчатых областях проявления позднепротерозойского метаморфизма характеризуются такими же особенностями (Уядинский блок Полоусненского антиклинория, уочатский метаморфический комплекс Момского антиклинория, рифейские образования Приколымского поднятия).

Начало фанерозоя, вероятно, было следующим рубежом изменения геотермической активности подвижных зон. Процессы метаморфизма в раннем-среднем палеозое (каледонский этап) смещаются в сторону ложа Тихого океана. Здесь намечается протяженный пояс с проявлением преимущественно кварц-хлоритовой фации метаморфизма



Р и с. 38 (продолжение)

(см. рис. 38Д). Поясовое проявление метаморфизма кварц-хлоритовой фации является отличительной чертой фанерозойской истории развития складчатых структур. Внутри пояса отмечаются участки локального проявления зон более высоких ступеней метаморфизма — кварц-мусковитовой, силлиманит-биотит-ортоклазовой, гранат-кордиеритовой фаций.

Качественный скачок в изменении характера фанерозойского метаморфизма подчеркивается появлением зон так называемого глаукофанового метаморфизма. Природа этого метаморфизма дискуссионна, и ее обсуждению посвящена обширная литература. В последних обобщен-

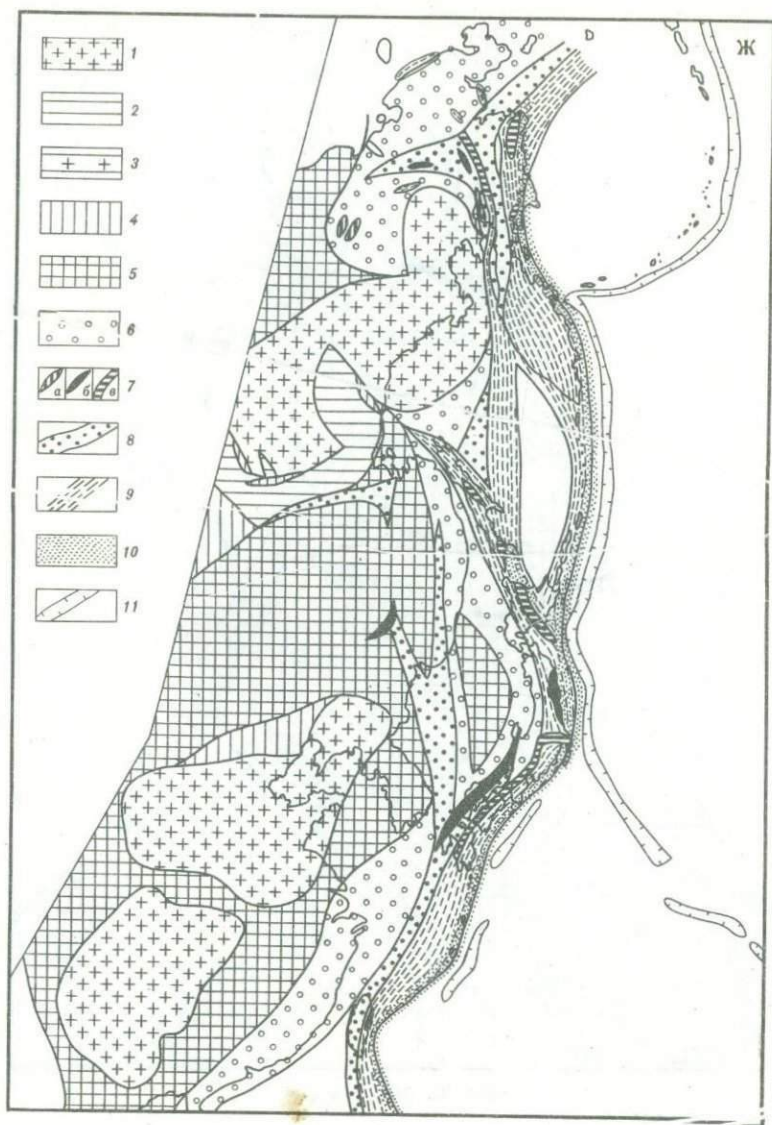


Рис. 38 (окончание)

ниях этот вопрос рассматривается Н.Л. Дорбецовым [1974] и А.А. Маракушевым [1979]. При наличии множества моделей процессов глаукофанового метаморфизма несомненно одно — его появление обусловлено увеличением величины  $dP_s/dT$ . Эти условия реализуются в геосинклинальных областях фанерозоя, что свидетельствует об уменьшении энергетической активности Земли. Наиболее древнее проявление глаукофанового метаморфизма на рубеже позднего протерозоя—раннего палеозоя,

отмечаемое Н.Л. Добрецовым [1974], отражает изменение термического состояния Земли и, в частности, общее уменьшение интенсивности энергетических процессов в геосинклинальных областях. Проявления глаукофанового метаморфизма были невозможны в более древние эпохи, вероятно, ввиду высокой интенсивности тепловых потоков, обуславливавших низкие значения величин  $dP_s/dT$ .

Образования каледонского этапа метаморфизма развиты в пределах Японской островной дуги достаточно широко. К ним относится метаморфический комплекс Кияма (о-в Кюсю), представленный зелеными сланцами, иногда с глаукофаном и эпидотовыми амфиболитами. Радиологический возраст этих пород около 320–440 млн. лет [Метаморфические. . . , 1977]. Многочисленные блоки метаморфических пород каледонского этапа метаморфизма выходят на поверхность в пределах тектонического пояса Куро-сегава, протягивающегося от п-ова Кии (на Хонсю) до Центрального Кюсю. Эти породы представлены слюдяными сланцами, гнейсами, гранатовыми амфиболитами, жлогитами с радиологическим возрастом 410–460 млн. лет. Каледонский метаморфизм проявлен и в метаморфическом комплексе Абакума. История развития этого комплекса сложна, метаморфизм проявлялся неоднократно. О проявлении здесь каледонского этапа метаморфизма свидетельствует наличие гранитоидов с радиологическим возрастом 400 млн. лет. В центральной части плато Абакума намечается зональность от кварц-хлоритовой до гранат-кордиеритовой фаций. Для наиболее высокотемпературной зоны Х. Кано [Капо, 1979] оценивает параметры метаморфизма следующими величинами:  $T = 600 \div 750^\circ$ ;  $P = 5 \div 5,5$  кбар. Среди минеральных парагенезисов пород комплекса Абакума отмечены кианитсодержащие. Часть исследователей связывает образование кианита с более ранним этапом метаморфизма по сравнению с метаморфизмом, сформировавшим отмеченную выше зональность. Не исключено, что кианитсодержащие парагенезисы относятся к позднепротерозойскому метаморфизму.

В пределах Курило-Камчатской островной дуги проявления каледонского метаморфизма намечаются в Срединном и Ганальском хребтах Камчатки, в Пенжинском хребте. В Северной Корьякии каледонский зеленокаменный и глаукофановый метаморфизм, возможно, проявлен в Иомраутском, Ваежском и Эльгеваямском блоках, где установлены образования рифея, венда и раннего кембрия [Иванов, Ильченко, 1978], а также в хребте Пекульней [Некрасов, 1978]. В последние годы установлены проявления глаукофанового метаморфизма в пределах Колымского массива и его обрамления [Шило и др., 1973; Мерзляков и др., 1980]. В Сихотэ-Алинской складчатой области примером образований каледонского этапа метаморфизма служит метаморфический комплекс Анюйского купола, радиологический возраст пород которого составляет 456–417 млн. лет (К-Аг метод [Мартынюк, 1973]).

Позднепалеозойский (герцинский) этап метаморфизма в северо-западной части Тихоокеанского пояса проявлялся в основном унаследованно в областях развития метаморфизма каледонского этапа (см. рис. 38,Е). Однако масштабы его проявлений, вероятно, были более ограниченны. По своим особенностям метаморфические проявления

герцинского этапа существенно не отличаются от каледонского. Пояс герцинского метаморфизма протягивается от о-ва Тайвань через Японские острова (зона Сангун, плато Абукума и Китакама) и далее через о-в Сахалин и Камчатку. Второй пояс герцинского метаморфизма прослеживается от Японских островов через банку Ямато, где отмечены зеленокаменные метаморфические породы [Васильев, Маркевич, 1973] и гранитоиды с радиологическим возрастом (К-Аг метод) 197 и 220 млн. лет, на север, где пояс разветвляется на Хасанскую и Сихотэ-Алинскую ветви. На общем фоне зеленосланцевого метаморфизма в герцинских поясах отмечаются локальные зоны повышенного метаморфизма в структурах сланцево-гнейсовых куполов. К таким структурам относятся метаморфические образования Хасанской и Западно-Приморской зон. Для мусковит-биотитовых сланцев этого комплекса имеется радиоизотопная датировка 387 млн. лет (К-Аг метод [Геология СССР, 1969]). В Монголо-Охотской области герцинские проявления метаморфизма отмечены в Тукуринграджагдинской зоне зеленосланцевого метаморфизма с развитием локальных сланцево-гнейсовых купольных структур (Афанасьевской, Софийский и другие купола).

Мезозойско-кайнозойские метаморфические зоны развивались частично унаследованно в областях проявления герцинского метаморфизма, а также за счет симатического ложа океана (Сахалин, Хоккайдо, Курильские острова, восточное побережье Камчатки, Охотское море [Коренбаум и др., 1977]). Эти зоны охватывают Курило-Камчатскую и Японо-Сахалинскую островные дуги (см. рис. 38, Ж). В пределах континента мезозойский метаморфизм проявлен большей частью в виде локальных зон, сопровождаемых гранитоидным магматизмом, как, например, в Чукотской складчатой области (Алярмаутское поднятие) и в северной Корякии (хребет Золотой), или в виде сланцево-гнейсовых куполов (Монголо-Охотский пояс).

Для мезозойских метаморфических зон островных дуг характерна резкая дифференциация по условиям метаморфизма, выраженная в том, что низкотемпературным зонам глаукофанового метаморфизма сопутствуют зоны проявления высокотемпературного метаморфизма, связанного с гранитоидным магматизмом. Типичным примером таких зон являются зоны Реке и Самбагава Японии. Метаморфическая зональность в зоне Реке имеет четко выраженный линейный характер. В поперечном направлении условия метаморфизма вибрируют от кварц-хлоритовой до высокотемпературных ступеней биотит-силлиманит-ортоклазовой фации, вплоть до границы с гранат-кордиерит-ортоклазовой субфацией гранулитовой (гранат-кордиеритовой) фации. Наиболее высокотемпературные образования гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации слагают ядро пояса Реке.

Рассмотренный материал приводит к выводу о том, что эволюцию метаморфизма следует рассматривать в двух аспектах — в общеисторическом плане развития земной коры и в аспекте развития отдельных мегаструктур. Такими мегаструктурами в северо-западной части Тихоокеанского пояса являются Сибирская и Китайская платформы, Монголо-Охотская складчатая область, Курило-Камчатская, Японская и Саха-

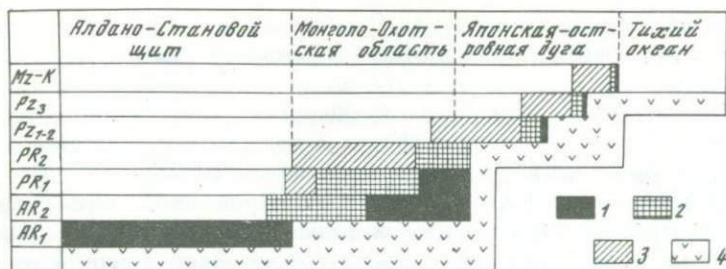


Рис. 39. Схема эволюции метаморфизма в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану

Метаморфические фации в разновозрастных геологических структурах: 1 — гранат-кордиеритовая и гиперстен-силлиманитовая, 2 — биотит-силлиманит-ортоклазовая и кварц-мусковитовая, 3 — кварц-хлоритовая; 4 — симитическое основание геологических структур зоны перехода от континента к океану. Длины заштрихованных отрезков примерно отражают соотношение площадей распространения метаморфических фаций в геологических структурах для различных периодов времени

лино-Хоккайдская островные дуги Установлено, что в пределах каждой мегаструктуры масштабы проявления высокотемпературных процессов метаморфизма уменьшаются от древних тектоно-магматических этапов к молодым. Если же рассматривать эволюцию метаморфизма в общеисторическом плане развития земной коры, то следует отметить необратимый характер этой эволюции — общее уменьшение его интенсивности. Развитие более молодых мегаструктур происходит при все более низкой энергетической активности. Общее уменьшение плотности тепловых потоков приводит к качественным изменениям характера метаморфизма во времени — возникновению зон глаукофанового метаморфизма, наиболее ярко проявленных в фанерозое. В этом отношении глаукофановый метаморфизм действительно является спецификой фанерозоя, что впервые было подмечено А. Миаширо для мезозойских метаморфических зон. Проявления глаукофанового метаморфизма в древних комплексах, по мнению автора, в значительной мере органичивалось трудностью реализации условий высоких отношений  $dP_s/dT$  в силу повсеместно высокой интенсивности тепловых потоков. Анализ материалов по рассмотренным в работе метаморфическим комплексам позволяет наметить следующие особенности распространения метаморфических фаций во времени (рис. 39).

**Р а н н и й а р х е й.** Для структур всех типов характерны обширные ореолы гранулитовой фации.

**П о з д н и й а р х е й.** Для структур, заложенных на симитическом основании, типично распространение обширных, примерно равнозначных по площади ореолов биотит-силлиманит-ортоклазовой (амфиболитовой) и гранат-кордиеритовой фаций. Для структур, заложенных на нижнеархейском основании, характерен слабозональный широкопопоясовый метаморфизм биотит-силлиманит-ортоклазовой и кварц-мусковитовой (эпидот-амфиболитовой) фаций с локальными ореолами гранулитовой фации.

Ранний протерозой. Обширные ореолы биотит-силлиманит-ортоклазовой фации при подчиненном значении гранат-кордиеритовой фации.

Поздний протерозой. Широкое распространение площадного зеленосланцевого метаморфизма с локальными ореолами биотит-силлиманит-ортоклазовой и кварц-мусковитовой фаций.

Ранний—средний палеозой. Проявления широкопоясового метаморфизма кварц-хлоритовой фации с локальными ореолами биотит-силлиманит-ортоклазовой и кварц-мусковитовой фаций. Возникают локальные зоны глаукофанового метаморфизма.

Поздний палеозой. Проявления линейных зон метаморфизма зеленосланцевой фации с локальными участками развития сланцево-гнейсовых куполов с более высокотемпературной зональностью и зон глаукофанового метаморфизма.

Мезозой. Проявления линейных зон метаморфизма зеленосланцевой фации с локальными участками сланцево-гнейсовых куполов и более высокотемпературной зональностью и зон глаукофанового метаморфизма.

Кайнозой. Проявления линейных зон пренит-пумпеллиитового и зеленосланцевого метаморфизма. Более высокотемпературные фации образуются только в контактовых ореолах.

Установленные в настоящее время закономерности в распределении тепловых потоков на платформах, в складчатых областях, окраинных морях и островных дугах показывают, что тектоно-магматические и метаморфические процессы находятся в сложной генетической связи с динамикой теплового поля. Эти явления связаны с глубинными энергетическими процессами, в которых определяющую роль играет тепловая энергия. Предполагается, что внутреннее тепло Земли — основная движущая сила тектогенеза. Устанавливаемая связь между тепловым состоянием и динамикой недр проявляется в существовании качественного совпадения зон максимальной тектонической активности интенсивной магматической деятельности и повышенного теплового потока. С этой точки зрения можно говорить о взаимосвязи и взаимообусловленности тепловых, тектоно-магматических и метаморфических явлений. При этом особо важную роль играют кондуктивная и конвективная формы переноса тепла. В конвективном потоке тепло может переноситься продуктами вулканизма и магматизма, а также флюидными растворами, принимающими участие в процессах регионального метаморфизма. Оценка количества тепла, выносимого продуктами вулканизма [Люстих, 1951; Поляк и др., 1972; Смирнов и др., 1974] свидетельствует о малой роли вулканизма в выносе тепла в глобальном масштабе. Существенную роль эти теплопотери могут играть в локальных областях активного вулканизма. Вероятно, значительно большее значение имеет перенос тепла интрузиями и флюидами. Роль кондуктивной и конвективной составляющих теплового потока на разных стадиях развития геосинклинальных областей, по-видимому, различна. Обычно период заложения геосинклинального прогиба связывают с изменением теплового режима на больших глубинах, в пределах верхней мантии. Температур-

ные возмущения на этих глубинах медленно перемещаются в верхние слои Земли, совпадая по времени с этапом инверсионного развития геосинклинали. Природа этих температурных возмущений гипотетична. На ранних стадиях развития геосинклиналей происходит общее погружение и растяжение земной коры, формирование глубинных разломов, накопление вулканогенных, вулканогенно-осадочных толщ офиолитовой формации. Тепловые потоки характеризуются низкими величинами. Предполагается, что тепловой режим этого этапа изменяется главным образом на больших глубинах, где образуются очаги плавления магмы. Некоторые исследователи [Ревердатто, 1976] считают, что эти очаги плавления образуют своеобразные выступы вещества первично-мантийного происхождения. Глубинные части этих выступов характеризуются существенно базитовым составом и температурой, свойственной верхней мантии. Этот первичный основной расплав передает тепло окружающим породам. Но вынос тепла из глубинных источников на ранних этапах развития геосинклинальных областей осуществляется медленно, главным образом кондуктивным путем и продуктами вулканической деятельности. Погружение геосинклинального прогиба сопровождается интенсивными дизъюнктивными дислокациями типа надвигов. Перемещающиеся по пологим надвигам пластины со стороны обрамления геосинклинального прогиба создают дополнительную к литостатическому давлению нагрузку, которая наряду с низким тепловым потоком обуславливает глаукофановый метаморфизм, обычно сопровождающий ранние стадии развития фанерозойских геосинклиналей. Однако эти условия не реализуются в геосинклинальном прогибе повсеместно, и нарушение определенных соотношений  $dP_s/dT$  ведет к проявлению метаморфизма кварц-хлоритовой и кварц-мусковитовой фаций. Это и подтверждается изучением зон глаукофанового метаморфизма Тихоокеанского пояса. Внутреннее строение зон имеет пестрый мозаичный характер, образования глаукофановой, кварц-хлоритовой и кварц-мусковитовой фаций обычно тесно связаны между собой.

Одной из сложных проблем развития геосинклинальных областей является проблема повышенных тепловых потоков в период инверсии и образования зон "гранитоидного" метаморфизма. Инверсионный этап развития геосинклинали сопровождается интенсивной складчатостью, метаморфизмом и образованием вторичных очагов плавления кислых и средних магм в пределах земной коры. Метаморфизм этого этапа, обычно более высокотемпературный, накладывается на ранний метаморфизм, частично затушевывая и уничтожая его проявления.

На инверсионном этапе значительную роль играют потоки флюидов и интрузивный магматизм, в особенности гранитоидный. Однако в природных геосинклинальных системах следует ожидать широких вариаций роли вышеупомянутых факторов в процессах переноса теплоты. Кроме того, вероятной причиной повышения температур в период инверсии в геосинклинальных структурах, сложенных мощными толщами терригенных отложений, могут служить процессы окисления глубинных флюидов [Маракушев, Перчук, 1974]. Эти толщи содержат сорбированный кислород, захороненные морские воды и минералы элемен-

тов, обладающих высшей степенью окисления ( $Mn^{3+}$ ,  $Fe^{3+}$ ). В подобных условиях интенсивно протекают реакции окисления восходящих глубинных флюидов:  $H_2 + 0,5 O_2 = H_2O$ ;  $CO + 0,5 O_2 = CO_2$ . Выделяющееся при этом тепло и возрастающее давление  $H_2O$  способствуют развитию регионального метаморфизма и гранитоидного магматизма. Эффект распространения тепла путем теплопроводности усиливается при наличии потока флюидов. В толщах, сложенных преимущественно вулканиками — породами "сухими", этот поток растворов будет, вероятно, незначительным по сравнению с толщами осадочно-терригенного состава. Усиленный перенос тепла флюидами в терригенно-осадочных толщах приводит к выплавлению гранитоидных магм, которые, внедряясь в верхние структурные этажи, являются в свою очередь дополнительными источниками тепла и растворов, способствуя локальному подъему геоизотерм. В этой обстановке формируются зональные метаморфические комплексы в поясах "гранитоидного" метаморфизма, примерами которых служат зоны Рёке, Хида в Японо-Сахалинской островной дуге, Срединная зона Камчатки и др. Зоны глаукофанового и "гранитоидного" метаморфизма обычно довольно четко разграничены в пространстве, что наглядно видно на примере Тихоокеанского пояса. Это явление впервые попытался объяснить А. Миаширо [Miyashiro, 1961], выдвинув свою известную концепцию "парных поясов". В настоящее время многие исследователи рассматривают поясовое развитие метаморфических зон Тихоокеанского пояса с позиции тектоники плит. Взгляды этих исследователей достаточно освещены в литературе [Колман, 1979; Ernst, 1974; и др.], и здесь нет нужды на них останавливаться. С точки зрения автора, использование этой концепции в ее крайнем выражении для объяснения особенностей распространения метаморфических зон Тихоокеанского пояса является неприемлемым.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану на поверхность выведены разновозрастные метаморфические комплексы, от архейских в древних щитах и массивах до кайнозойских в островных дугах. Основными структурными элементами континента рассматриваемой части Тихоокеанского пояса являются Алдано-Становой и Сино-Корейский щиты и разделяющая их Монголо-Охотская складчатая область. Эти континентальные структуры отделяются от Тихого океана островными дугами — Японо-Сахалинской и Курило-Камчатской.

Метаморфические комплексы и условия их формирования рассмотрены на основе метода формационного анализа. Для выделения групп и рядов метаморфических формаций автором предложены следующие признаки: 1) петрохимические особенности метаморфических комплексов; 2) исходный состав первичных осадочных и магматических образований; 3) термодинамические условия метаморфизма.

В качестве основных петрохимических характеристик приняты отношения (в ат. кол.) щелочных металлов ( $Na/K$ ), щелочноземельных металлов ( $Ca/Mg$ ), отношение железа к щелочноземельным металлам ( $Fe/(Ca+Mg)$ ), отношение алюминия к щелочным и щелочноземельным металлам ( $Al/(Na+K+Ca+Mg)$ ). Эти отношения петрогенных элементов использованы для общей петрохимической характеристики метаморфических комплексов и выделения петрохимических рядов метаморфических формаций. Принадлежность метаморфического комплекса к тому или иному петрохимическому ряду определялась петрохимическими особенностями пород, преобладающими в составе комплекса. На основе рассмотренных выше петрохимических соотношений составлены диаграммы реконструкции первичного состава метаморфических пород. Они построены с учетом общепринятой петрохимической величины — содержания кремнекислоты в породе. Изучением петрохимических особенностей метаморфических комплексов по предложенной методике установлено следующее. К натрово-магнезиальному и натрово-магнезиально-железистому рядам ( $Na/K > 1$ ,  $Ca/Mg < 1$ ,  $Fe/(Ca+Mg) > 1$ ) относятся метаморфические комплексы вулканогенной (по исходному составу) группы формаций, для которой предполагается формирование в структурах, заложенных на симатическом основании (зверевский комплекс Алдано-Станового щита, сусунайский комплекс о-ва Сахалин). Последующие вулканогенные группы формаций (по исходному составу), развивавшиеся на консолидированном основании, относятся к натрово-кальциевому ряду ( $Na/K > 1$ ,  $Ca/Mg > 1$ ; тимпотно-желтулинский, становой комплексы Алдано-Станового щита и др.).

Формации терригенно-осадочного ряда, первичную природу которых можно истолковывать как образования миогеосинклиналей, субплатформенные или завершающих стадий развития эвгеосинклиналей, относятся к калиево-магнезиально-железистому петрохимическому ряду ( $Na/K < 1$ ,  $Ca/Mg < 1$ ,  $Fe/(Ca + Mg) > 1$ ; комплексы иенгрский, Ярогинского грабена Алдано-Станового щита, кабаргинский и спасский Ханкайского массива, Рёке Японо-Сахалинской островной дуги).

По признаку термодинамических условий формирования выделены три группы формаций: малоглубинные ( $P_s = 5,5$  кбар,  $T = 900 \div 200^\circ C$ ), среднеглубинные ( $P_s = 5,5 \div 7,5$  кбар,  $T = 900 \div 450^\circ C$ ), глубинные ( $P_s = 7, 5 \div 12$  кбар,  $T = 1100 \div 400^\circ C$ ).

Анализ термодинамических условий формирования метаморфических комплексов позволил наметить некоторые черты эволюции метаморфизма во времени. Эволюция метаморфизма рассматривается в непосредственной связи с процессами разрастания земной коры от древних ядер Азиатского континента Алдано-Станового и Сино-Корейского щитов к впадине Тихого океана.

Метаморфические комплексы Алдано-Станового щита относятся к гиперстен-силлиманитовой и гранат-кордиеритовой фациям, составляющим в совокупности общепринятую гранулитовую фацию. На юге щита распространены метаморфические образования наиболее высокотемпературной фации — гиперстен-силлиманитовой, отвечающей температурам  $850-1050^\circ C$ . Наименее глубинные образования ( $P = 7$  кбар) обнажаются в его западной части, тогда как к востоку и югу отмечается значительное возрастание глубинности метаморфизма, отвечающей соответственно давлению  $9,5-10,5$  и  $11$  кбар. Региональное распространение гранулитовых комплексов в пределах Алдано-Станового щита свидетельствует о высокой величине существовавшего в раннем архее теплового потока на обширной площади этой древнейшей структуры.

К началу позднего архея структуры Сибирской и Китайской платформ стабилизировались. Это определило относительно пониженную величину теплового потока в их пределах, о чем свидетельствуют особенности метаморфизма позднеархейских наложенных структур.

Примером подобных структур служит Становая складчатая область. Характерной чертой этой гигантской структуры, протянувшейся вдоль южной окраины Алданского щита, является отсутствие четко выраженной зональности. Степень метаморфизма здесь изменяется в пределах кварцмусковитовой и биотит-силлиманит-ортоклазовой фации ( $T = 525-675^\circ C$ ). Глубинность метаморфизма этих пород соответствует давлению около  $7$  кбар.

Отмеченные выше величины глубинности формирования метаморфических пород Становой складчатой области свидетельствуют о значительной ее эродированности, что определяет здесь широкое распространение глыб раннеархейского фундамента.

В отличие от позднеархейских в более молодых, раннепротерозойских наложенных структурах переходного типа — от трогов к платформенным впадинам (Субганский, Ярогинский и Чульманский грабены) — условия метаморфизма характеризуются уже четко выраженной локальной зо-

нальностью и варьируют от кварц-хлоритовой до биотит-силлиманит-ортоклазовой фаций ( $T = 350 \div 650^\circ \text{C}$  при  $P \approx 2,5 \div 4,0$  кбар). Ширина зон метаморфизма в этих структурах не превышает 0,5—4,5 км, что соизмеримо с общей шириной грабенов (до 5 км). Зоны вытянуты по простиранию грабенов. Это свидетельствует о линейном характере распределения тепловых потоков при метаморфизме.

Таким образом, на Алдано-Становом щите для раннего архея характерен ареальный метаморфизм гранулитовой фации, захвативший обширные площади. В позднем архее степень метаморфизма не поднимается выше средне- и низкотемпературных фаций, развиваясь в широких протяженных поясах, наложенных на раннеархейские структуры. Наконец, в раннем протерозое метаморфические процессы низко- и среднетемпературных фаций проявлялись лишь в узких линейных грабенообразных зонах.

В позднем архее в процессы тектонической активности была вовлечена и область, ранее разделявшая Сибирскую и Китайскую платформы. Область позднеархейского тектогенеза распространилась и несколько восточнее Китайской платформы, охватив, вероятно, и часть территории современных Японских островов. В этой тектонически активной области процессы метаморфизма проявились достаточно интенсивно, характеризуюсь широким распространением ореолов гранулитовой и амфиболитовой фаций. Этими метаморфическими образованиями позднеархейского тектогенеза был сформирован первый структурный ярус собственно Монголо-Охотской складчатой области. В результате позднеархейского тектогенеза Сибирская и Китайская платформа были спаяны в единую структуру, образовав таким образом раму Азиатского континента. Дальнейшие тектонические процессы проявлялись в деструкции этой рамы и, вероятно, в незначительной мере в наращивании ее в сторону современного ложа Тихого океана.

В раннем протерозое в Монголо-Охотской складчатой области процессы метаморфизма унаследованно проявлялись в областях развития позднеархейских структур. Метаморфические образования этого возраста слагают второй структурный ярус Монголо-Охотской складчатой области и выходят на поверхность в пределах срединных массивов — Ханкайского, Буринского, Кэнтейского, Фэншуйлинского и др. Формирование этих массивов представляло собой дальнейшее наращивание коры континентального типа. Судя по радиологическим датировкам, эти события совпали со временем заложения на Алданском щите раннепротерозойских субплатформенных впадин (типа Субгайской). Однако тепловой режим в Монголо-Охотской области в отличие от режима этих впадин был несколько иным.

Отложения нижнепротерозойских комплексов метаморфизованы в условиях биотит-силлиманит-ортоклазовой и гранат-кордиеритовой фаций. Наиболее распространены образования первой из них, а гранат-кордиеритовая фация проявляется в виде отдельных изометричных ореолов, достигающих максимально 50 км в поперечнике. Температура метаморфизма пород варьирует в пределах  $550\text{--}675^\circ \text{C}$ , а давление — 4,5—5 кбар.

Нижнепротерозойские образования восточного окончания Монголо-Охотского пояса составили в значительной мере фундамент палеозойских

геосинклиналей Японских островов. Выходы этого фундамента образуют массив Хида. По условиям метаморфизма комплекс Хида сходен с Ханкайским и Бурейским массивами.

Верхнепротерозойские комплексы Монголо-Охотской области слагают прогибы миогеосинклинального типа, заложившиеся на раннепротерозойском фундаменте. Позднепротерозойский метаморфизм отвечает преимущественно условиям кварц-хлоритовой фации (зоны шириной 20–30 км) и кварц-мусковитовой фации (зоны шириной 5–10 км). Местами степень метаморфизма повышается до уровня биотит-силлиманит-ортоклазовой фации, причем распространение последней ограничено узкими локальными зонами контактов с гранитоидами.

Начало фанерозоя, вероятно, было следующим (после позднего архея) рубежом значительного изменения геотермической активности подвижных зон. Процессы метаморфизма в раннем—среднем палеозое (каледонский этап) смещаются в сторону ложа Тихого океана. Здесь намечается протяженный пояс с проявлением преимущественно кварц-хлоритовой фации метаморфизма. Поясовое проявление метаморфизма кварц-хлоритовой фации — отличительная черта фанерозойской истории развития складчатых структур. Внутри пояса отмечаются участки локального проявления зон более высоких ступеней метаморфизма — кварц-мусковитовой, биотит-силлиманит-ортоклазовой, гранат-кордиеритовой фаций. Качественный скачок в изменении характера фанерозойского метаморфизма подчеркивается появлением зон так называемого глаукофанового метаморфизма. Появление метаморфизма этого типа обусловлено увеличением  $dP_s/dT$ , что стало возможным в геосинклиналях фанерозоя в связи с общим уменьшением интенсивности тепловых потоков. Образования каледонского этапа метаморфизма проявлены в островных дугах — Японской (плато Абукума, зона Куросегава) и Курило-Камчатской (Срединная зона).

Позднепалеозойский (герцинский) этап метаморфизма в северо-западной части Тихоокеанского пояса проявлялся в основном унаследованно в областях развития метаморфизма каледонского этапа. Однако масштабы его проявления, вероятно, были более ограничены. По своим особенностям метаморфизм герцинского этапа существенно не отличается от каледонского. На общем фоне зеленосланцевого метаморфизма в герцинских поясах отмечаются локальные зоны повышенного метаморфизма в структурах типа сланцево-гнейсовых куполов.

Мезозойско-кайнозойские метаморфические зоны развивались частично унаследованно в областях проявления герцинского метаморфизма, а также за счет симатического ложа океана. Для мезозойских метаморфических зон характерна резкая дифференциация по условиям метаморфизма, выраженная в том, что низкотемпературным зонам глаукофанового метаморфизма сопутствуют зоны проявлений высокотемпературного метаморфизма, связанного с гранитоидным магматизмом.

Таким образом, на основе изучения эволюции метаморфических процессов в главных мегаструктурах северо-западной части Тихоокеанского пояса можно сделать следующие выводы. В пределах каждой мегаструктуры масштабы проявления высокотемпературных процессов метаморфизма

уменьшаются от древних тектоно-магматических этапов к молодым. В общеисторическом плане развития земной коры эволюция метаморфизма носит необратимый характер, выражающийся в общем сокращении масштабов высокотемпературного метаморфизма. Наибольшая интенсивность тепловых потоков и их широкое распространение в пространстве свойственны древнейшему раннеархейскому этапу формирования структур северо-западной части Тихоокеанского пояса. Последующие, более молодые структуры, заложенные как на древнем фундаменте, так и на океаническом основании, характеризуются значительно меньшими масштабами метаморфизма, проявленного уже в фанерозое только линейными зонами развития преимущественно кварц-мусковитовой, глаукофановой и кварц-хлоритовой фаций. Эти зоны включают местами структуры типа гранито-гнейсовых и сланцево-гнейсовых куполов с локальным повышением степени метаморфизма до уровня биотит-силлиманит-ортоклазовой и гранат-кордиеритовой фаций. Приведенный материал свидетельствует об общем снижении энергетической активности Земли от архея до кайнозоя в северо-западном секторе Тихоокеанского пояса.

## ЛИТЕРАТУРА

- Авченко О.В. К стратиграфии охотского метаморфического комплекса Кухтуйского выступа Охотского массива. — В кн.: Геология докембрия и тектоники Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 40—45.
- Авченко О.В. Петрология охотского метаморфического комплекса. М.: Наука, 1977. 94 с.
- Белоусов В.В. Основные вопросы тектоники. 2-е изд. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 475 с.
- Березкин В.И. Метаморфизм нижнего протерозоя Алданского щита. Новосибирск: Наука, 1977. 119 с.
- Бибикова Е.В., Макаров В.А., Грачева Т.В., Сеславинский К.Б. Возраст древнейших пород Омолонского массива. — Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 2, с. 434—436.
- Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б. Об эвлизитах района озера Чудзъявр (Кольский полуостров). — Зап. ВМО. Сер. 2, 1961, ч. 90, вып. 4, с. 408—424.
- Буряк В.А., Другов Г.М., Шаров В.И. Изменение химического состава осадочных пород в процессе регионального метаморфизма (на примере Витимо-Патомского нагорья). — В кн.: Тез. докл. Междунар. геохим. конгр. М., 1971. Т. 2. 452 с.
- Ванюшин Н.В. О химическом составе иликанской серии междуречья Унаха—Гилуй (Верхнегилуйский антиклинорий). — В кн.: Раннедокембрийские комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 101—107.
- Васильев Б.И., Маркевич П.В. О результатах драгирования на банке Ямато (Японское море). — Докл. АН СССР, 1973, т. 213, № 5, с. 1178—1180.
- Васильковский Н.П. Особенности строения и геологическая история северо-азиатской ветви Тихоокеанского пояса. — В кн.: Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М.: Наука, 1968, с. 9—58.
- Вассоевич Н.Б. История представлений о геологических формациях (геогенерациях). — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1966, вып. 128, с. 5—35.
- Ватанабе Г., Юи С., Като А. Метаморфизированные пластовые марганцевые месторождения рудника Нода-Тамагава. — В кн.: Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973, с. 121—129.
- Великославинский Д.А. Изменение химического состава метapelитов мамской серии Северо-Байкальского нагорья с увеличением степени регионального метаморфизма. — В кн.: Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР. М.: Наука, 1966, с. 3—24.
- Великославинский Д.А., Казаков А.Н., Соколов Ю.М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 227 с.
- Вельдяков Ф.Ф., Песков Е.Г. Стратиграфия и магматизм Кухтуйского выступа Охотского массива. — В кн.: Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток, 1973, с. 81—90.
- Ветлужских В.Г., Кудрявцев В.А., Соколов В.А. Стратиграфия архея центральной части Алданского щита. — В кн.: Геология и петрология Алданского щита. М.: Наука, 1966, с. 5—14.
- Виноградов А.П. Происхождение оболочек Земли. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 11, с. 3—17.
- Гельман М.Л., Терехов М.И. Новые данные о докембрийском кристаллическом комплексе Омолонского массива. — В кн.: Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток, 1973, с. 66—74.

- Геологическая карта северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Масштаб 1 : 1 500 000. М.: ГУГК, 1966.
- Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968. 719 с.
- Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и Юга Приморья. М.: Наука, 1966. 306 с.
- Геология и петрология южного обрамления Алданского щита/Н.Г. Судовиков, А.А. Глебовицкий, Г.М. Другова и др. Л.: Наука, 1965. 290 с.
- Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979. 416 с.
- Геология СССР. Т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Недра, 1964. 734 с.
- Геология СССР. Т. 32. Приморский край. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 660 с.
- Герман Л.Л. Метаморфические породы гранулитовой фации в Ганальском хребте Камчатки. — Докл. АН СССР, 1973, т. 209, № 3, с. 680—682.
- Герман Л.Л. Древнейшие кристаллические комплексы Камчатки. М.: Недра, 1978. 128 с.
- Герман Л.Л., Шульдинер В.И., Шека С.А. Метаморфические комплексы Ганальского хребта на Камчатке. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 2, с. 25—35.
- Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л.: Наука, 1968. 333 с.
- Гиббс Дж.В. О равновесии гетерогенных веществ. — В кн.: Термодинамические работы. М.; Л.: Гостехиздат, 1950, с. 96—97.
- Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л.: Наука, 1973. 128 с.
- Гнибиденко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 161 с.
- Гнибиденко Г.С., Быкова Т.Г. О структурном положении метаморфического комплекса полуострова Тайгонос. — В кн.: Петрология метаморфических и изверженных пород. Владивосток, 1969, с. 65—73.
- Гринберг Г.А. Докембрий Охотского массива. М., Наука, 186 с.
- Дзевановский Ю.К., Миронюк Е.П., Лагздина Г.Ю. История геологического развития Алданского щита. — В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1970, т. 3, с. 132—142.
- Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 430 с.
- Добрецов Н.Л., Курода И. Геологические закономерности глаукофанового метаморфизма в северо-западной части Тихоокеанского складчатого обрамления. — Геол. и геофиз., 1969, № 12, с. 19—41.
- Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970. 432 с.
- Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Принципы выделения и классификация регионально-метаморфических формаций. — Геол. и геофиз., 1969, № 3. 285 с.
- Долгов Ю.А., Макагон В.М., Соболев В.С. Жидкие включения в дистене из метаморфических пород и пегматитов Мамского района (Северо-Восточная Забайкалье). — Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 2, с. 444—447.
- Долгов Ю.А., Мельгунов С.В., Шукурова Н.А. Термодинамические условия формирования метаморфических пород Южно-Чуйского хребта (Юго-Восточный Алтай). — Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 4, с. 892—895.
- Другов Г.М., Карпов И.К., Леонтьев Г.И. Изменение химического состава пелитовых пород Мамского района при региональном метаморфизме. — В кн.: Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток, 1968, с. 98—100.
- Другова Г.М. Метаморфизм гранулитовой фации архея Алданского щита. — В кн.: Чарнокиты. М.: Наука, 1964, с. 39—44.
- Другова Г.М. Высокотемпературный диафорез в докембрии бассейна реки Зеи. — Геол. и геофиз., 1969, № 9, с. 45—55.
- Дук В.Л., Салье М.Е., Байкова В.С. Структурно-метаморфическая эволюция и флюгипитонность гранулитов Алдана. Л.: Наука, 1975. 272 с.
- Дю Тойт А. Геология Южной Африки. М.: ИЛ, 1957. 488 с.

- Егоров А.Е., Добрецов Н.Л., Егорова М.Г., Подзорова Д.И. Глаукофановые сланцы о. Сахалин. — Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 3, с. 693–696.
- Егоров А.Е., Егорова М.Е., Подзорова Д.И. Петрографическая и петрохимическая характеристика метаморфических пород Сахалина и некоторые вопросы их происхождения. — В кн.: Метаморфические комплексы острова Сахалина. Южно-Сахалинск, 1969, с. 42–72. (Тр. СахКНИИ; Вып. 22).
- Егоров А.Е., Шапкина В.П. Метаморфические образования Сусунайского хребта (Южный Сахалин). — В кн.: Геология зон перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М.: Наука, 1968, с. 156–172.
- Жуланова И.Л. Метаморфические комплексы северной части полуострова Тайгоснос (Северо-Восток СССР): Автореф. дис.... геол.-минерал. наук. Л., 1974. 23 с.
- Жуланова И.Л., Давыдов И.А., Милов А.П. Эволюция дорифейского кристаллического фундамента Кедровского поднятия по данным рубидий-стронциевой геохронометрии. — В кн.: Магматизм и металлогения северо-востока Азии. Магадан, 1980, с. 110–111.
- Загружина И.А., Горбов В.В., Шнай Г.К. Геохронология магматических, метаморфических и рудных образований Северо-Востока. — В кн.: Проблемы науки на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1967, с. 69–79. (Тр. СВКНИИ; Вып. 30).
- Зоненшайн Л.П. О мнгоэосинклиналях. — Геотектоника, 1969, № 4, с. 35–47.
- Иванов О.Н., Ильченко Л.Н. Зеленокаменные метаморфические породы Анадырско-Корякской складчатой системы. — Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 6, с. 1419–1428.
- Искандеров А.Ф., Неймарк Л.А., Рудник В.А. Итоги геохронологического изучения раннедокембрийских полиметаморфических пород Востока Сибири свинцово-изохронным методом. — В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Улан-Удэ, 1979, с. 175–177.
- Каденский А.Н. Магнетитовое оруденение в Сутамском районе. — В кн.: Железные руды Южной Якутии. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 519 с.
- Карсаков Л.П. Докембрий восточной части Станового хребта. — В кн.: Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 27–39.
- Карсаков Л.П. Глубинные гранулиты. М.: Наука, 1978. 151 с.
- Карта метаморфизма Азии. Масштаб 1 : 5 000 000. Новосибирск, 1978.
- Карта структурного районирования Хабаровского края и Амурской области. Масштаб 1 : 2 500 000. Хабаровск, 1968.
- Кастрыкина В.М. Высокоглиноземистые гнейсы с сапфирином Сутамского района и условия их метаморфизма. — Изв. вузов. Геол. и развед., 1974, № 2, с. 50–56.
- Кастрыкина В.М. Термодинамические условия формирования пород сутамского комплекса. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1976, с. 267–273.
- Кац А.Г. Новые данные по стратиграфии архея южного обрамления Алданского щита. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1961, т. 36, вып. 5, с. 137–138.
- Кележинская К.Б. Парагенетический анализ и петрохимия среднетемпературных метатеплитов. Новосибирск: Наука, 1977. 195 с.
- Кицул В.И. Минеральные фации докембрийских метаморфических пород Алданского щита. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971, с. 71–91.
- Коджима Г. Метаморфические пояса и комплексы в Японии. — В кн.: Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск: Наука, 1977, с. 231–242.
- Козырева И.В. Гранатовые амфиболиты Удско-Майского грабена (Становая зона). — В кн.: Петрология, петрохимия магматических и метаморфических пород. Владивосток, 1975, с. 209–232.
- Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 261 с.
- Коренбаум С.А., Мишкин М.А., Гнибиденко Г.С., Куренцова Н.А. К петрологии коренных пород дна Охотского моря. — В кн.: Минералогия и петрология метаморфических и метасоматических пород Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 51–79.
- Коржинский Д.С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты. — Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 86. 75 с.

- Коржинский Д.С.* Закономерности ассоциаций минералов в породах архея Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1945. 111 с.
- Коржинский Д.С.* Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья. — Тр. ИГН АН СССР, 1947, вып. 29. 164 с.
- Коржинский Д.С.* Физико-химические основы парагенезиса минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 184 с.
- Коржинский Д.С.* Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Наука, 1973. 288 с.
- Кориковский С.П.* Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М.: Наука, 1967. 198 с.
- Кориковский С.П.* Фаши метаморфизма метapelитов. М.: Наука, 1979. 263 с.
- Кориковский С.П., Федоровский В.С.* Геологические соотношения пород удоканской серии и станового комплекса (юго-западная часть Алданского щита). — Сов. геол., 1971, № 10, с. 120—124.
- Корольков В.Г., Рудник В.А., Соболев Э.В.* О позднеархейском—раннеархейском возрасте древнейших пород Охотского срединного массива. — Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 6, с. 1441—1445.
- Красный Л.И.* Монголо-Охотская геосинклиальная область и ее место в структуре Восточной Азии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1958, т. 32, № 6, с. 128—129.
- Крашенинников Г.Ф.* Принципы выделения и классификации осадочных формаций. — В кн.: Геологические формации. Л., 1968, с. 13—16.
- Кудрявцев В.А.* Архей бассейна р. Сутам. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966, с. 34—50.
- Кудрявцев В.А.* О несогласном залегании нижнего протерозоя на архейском фундаменте в Удоканском хребте. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск, 1968, вып. 18, с. 108—117.
- Кудрявцев В.А., Ахметов Р.Н., Бирюлькин Г.В.* Стратиграфия и тектоника верхнеархейских и нижнепротерозойских образований Удоканского и Кодарского хребтов. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск, 1971, вып. 19, с. 113—135.
- Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Наука, 1964. 386 с.
- Кулиш Е.А.* Кварциты архея в южной части Алданского щита. Магадан, 1964. 120 с.
- Кулиш Е.А.* Высокоглиноземистые метаморфические породы нижнего архея Алданского щита и их литология. Хабаровск, 1973. 369 с.
- Кулиш Е.А., Ромашкин А.И.* Химический состав иенгровой серии Алданского архея и продуктов ее гранитизации. — Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 4, с. 970—971.
- Кутюлин В.А.* Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972. 207 с.
- Лазько Е.М.* Геологическое строение западной части Алданского массива. Львов: Изд-во Львов. гос. ун-та, 1956. 196 с.
- Лазько Е.М.* Об особенностях развития земной коры в архее и протерозое. — Изв. вузов. Геол. и развед., 1961, № 11, с. 3—12.
- Лазько Е.М.* Особенности осадконакопления в догеосинклиальный этап развития земной коры. — Геол. журн., 1969, т. 29, № 3, с. 13—22.
- Лазько Е.М., Кирилюк В.Г., Сиворонов А.А.* О формированиях высокометаморфизованных комплексов раннего докембрия. — В кн.: Геология докембрия. XXIII сессия МК: Докл. сов. геол. М.: Наука, 1968, с. 177—183.
- Лебедев М.М.* Верхнемеловые кристаллические сланцы Камчатки. — Сов. геол., 1967, № 4, с. 57—69.
- Лебедев М.М., Бондаренко В.Н.* К вопросу о возрасте и генезисе метаморфических пород Центральной Камчатки. — Сов. геол., 1962, № 11, с. 98—105.
- Лейш Б.С.* Метаморфические комплексы фундамента южной части Омолонского массива. — Геол. и геофиз., 1975, № 6, с. 24—35.
- Лейтес А.М.* Нижний протерозой северо-востока Олёкмо-Витимской горной страны. М.: Наука, 1965. 184 с.
- Леликов Е.П., Берсенева И.И.* Раннепротерозойский гнейсово-мигматитовый комплекс юго-западной части Японского моря. — Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 3, с. 676—679.

- Деликов Е.П., Мишкина И.В., Милов Н.П. Новые данные о возрасте метаморфических пород Ханкайского массива. — В кн.: Геология и магматизм Дальнего Востока, Владивосток, 1977, с. 16–18.
- Ленников А.М. Вопросы генезиса метаморфических пород джугджурской части Становой складчатой области и особенности слагающих их гранатов, биотитов и амфиболов. — В кн.: Метаморфические комплексы Востока СССР, Владивосток, 1973, с. 33–51.
- Летников Ф.А., Шкандрий Б.О. Флюидный режим метаморфизма. Л.: Наука, 1976, с. 79–86.
- Лутц Б.Г. Парагенетический анализ гранитизированных высокоглиноземистых пород Алдана. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966, с. 159–182.
- Люстих Е.Н. Проблема энергетического баланса Земли в геотектонических гипотезах. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1951, № 3, с. 5–14.
- Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических пород. М.: Наука, 1965. 328 с.
- Маракушев А.А. Петрология метаморфических горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1973а. 320 с.
- Маракушев А.А. Петрохимическая систематика изверженных и метаморфических горных пород. — Изв. вузов. Геол. и развед., 1973б, № 8, с. 3–12.
- Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование (геохимические аспекты). М.: Наука, 1979. 262 с.
- Маракушев А.А., Мишкин М.А., Тарарин И.А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1971. 136 с.
- Маракушев А.А., Перчук Л.Л. Термодинамическая модель флюидного режима Земли. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1974, вып. 4, с. 102–131.
- Маркевич П.В., Чудаев О.В. Вещественный состав песчаников флишевых формаций Сихотэ-Алиня и Камчатки. — В кн.: Геохимия и минералогия осадочных комплексов Дальнего Востока. Владивосток, 1979, с. 3–20.
- Марков М.С. Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с.
- Мартынюк М.В. О возрасте метаморфических и интрузивных пород Анюйского выступа фундамента Сихотэ-Алиньской складчатой области. — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973, с. 187–188.
- Марченко А.Ф. О тектонической природе, возрасте и структурном положении метаморфических комплексов Камчатки. — В кн.: Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 234–245.
- Мерзляков В.М., Лычагин П.П., Терехов М.И. Еще раз о проблеме Колымского массива. — Геотектоника, 1980, № 1, с. 43–53.
- Метаморфические комплексы Азии/Отв. ред. В.С. Соболев и др. Новосибирск: Наука, 1977. 348 с.
- Миронюк Е.П., Любимов Б.К., Мазнушевский Э.Л. Геология западной части Алданского щита. М.: Недра, 1971. 237 с.
- Михайлов Д.А., Левченко О.В. О возрастных взаимоотношениях процессов Fe–Mo–Са метасоматоза и регионального метаморфизма в докембрии Алдана. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971, с. 92–103.
- Мишкин М.А. Петрология докембрийских метаморфических комплексов Ханкайского массива Приморья. М.: Наука, 1969. 182 с.
- Мишкин М.А. Метаморфические формации северо-западной части Тихоокеанского пояса. — В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970, с. 72–81.
- Мишкин М.А. О геохимическом режиме щелочей при метаморфизме (на примере метаморфических комплексов Дальнего Востока): Тез. докл. на Междунар. геохим. конгр. М., 1971, т. 1, с. 452–453.
- Мишкин М.А. Метаморфические формации зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 7, с. 50–63.

- Мишкин М.А., Авченко О.В. К петрологии метаморфических пород Становой складчатой области. — В кн.: Докембрийские комплексы зоны БАМ. Владивосток, 1979, с. 91–111.
- Мишкин М.А., Леликов Е.П., Овчарук Э.С. Новые данные о метаморфических породах побережья Японского моря в Южном Приморье. — Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 6, с. 1426–1429.
- Мишкин М.А., Шкодзинский В.С., Лаговская Е.А. Новые данные по петрологии метаморфического комплекса полуострова Тайгонос. — Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 5, с. 1165–1168.
- Моисеев В.Г., Геронский Г.И. О приуроченности золотого оруденения к метаморфическим комплексам. — В кн.: Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток, 1973, с. 219–225.
- Мокроусов В.П. Стратиграфия домеловых отложений Камчатки. — В кн.: Тез. докл. на совещ. по разраб. унифицир. стратигр. схем Сахалина, Камчатки, Курил и Командорских островов, 1959 год. М.: Гостоптехиздат, 1961, с. 16–27.
- Мокроусов В.П. Опыт структурно-стратиграфического расчленения архея на примере кристаллических толщ Тимптоно-Учурского междуречья. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск, 1968, вып. 18, с. 177–188.
- Нагибина М.С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963, 464 с.
- Наливкина Э.Б. Проблема формаций метаморфических и ультраметаморфических пород. — В кн.: Геологические формации. Л., 1968, с. 92–94.
- Нарыжный В.И. Интрузивные комплексы Сахалина. — Тр. СахКНИИ, 1965, вып. 15, с. 56–60.
- Неелов А.Н., Глебовицкий В.А., Байкова В.С. и др. Эволюция метаморфических поясов юго-востока Восточной Сибири. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971, с. 117–144.
- Некрасов Г.Е. Новые данные о тектоническом строении хребта Пекульной (левобережье р. Анадырь). — Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 6, с. 1433–1436.
- Николаев А.А. Северо-Восток СССР. — В кн.: Стратиграфия СССР. Нижний докембрий. Полутом Азиатская часть СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 330–339.
- Павловский Е.В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та АН СССР. Сер. геол., 1962, вып. 5, с. 77–109.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4, с. 5–23.
- Пейве А.В., Синицын В.М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 4, с. 28–68.
- Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970, 391 с.
- Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. М.: Наука, 1973, 318 с.
- Перчук Л.Л. Термодинамический режим магматизма и метаморфизма на ранних стадиях развития островных дуг. — В кн.: Геохимия. Минералогия. Петрология: XXV сессия МГК: Докл: сов. геол. М.: Наука, 1976, с. 363–372.
- Перчук Л.Л. Режим воды и углекислоты при метаморфизме и гранитизации. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1976, с. 68–79.
- Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976, 287 с.
- Петров Б.В., Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск: Наука, 1975, 339 с.
- Петров Б.В., Развозжаева Э.М., Макрыгина В.А. Поведение летучих компонентов в процессе регионального метаморфизма верхнепротерозойских пород Патомского нагорья. — Геохимия, 1972, № 3, с. 370–377.
- Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР/Н.П. Семененко, Н.И. Половко, Г.В. Жуков и др. Киев: Изд-во АН УССР, 1956, с. 144–146.
- Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. М.: Наука, 1966, 278 с.

- Полин Ю.К.* О химическом составе пород восточной части Алданского щита (бассейн р. Учур). — В кн.: Вопросы географии изучения Дальнего Востока. Хабаровск, 1965, с. 164–169.
- Поляк Б.Г., Кропоткин П.Н., Макаренко Ф.А.* Основные проблемы геоэнергетики. — В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М., 1972, с. 7–26.
- Попов В.И.* Опыт классификации и описания геологических формаций. М.: Недра, 1966. 208 с.
- Пригожин И., Дефэй Р.* Химическая термодинамика. Новосибирск: Наука, 1966. 510 с.
- Рамберг Г.* Термодинамика и кинетика петрогенезиса. — В кн.: Земная кора. М.: ИЛ, 1957, с. 447–467.
- Рассказов Ю.П.* Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Станового и Тукурингры: Автореф. дис. . . канд. геол.-минерал. наук. Хабаровск, 1968. 21 с.
- Ревердатто В.В.* Магматизм как причина метаморфизма в складчатых областях. — Геол. и геофиз., 1976, № 3, с. 23–33.
- Реутов Л.М.* Стратиграфия и структура архея центральной части Алданского щита: Автореф. дис. . . канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1974. 29 с.
- Родников А.Г.* Островные дуги западной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. 150 с.
- Ромашкин А.И.* Минеральные парагенезисы метаморфических пород зоны Тукурингра-Джагды. — В кн.: Геология и минеральное сырье Дальнего Востока. М., 1972, вып. 2, с. 59–64.
- Ромашкин А.И.* Минеральные парагенезисы и условия метаморфизма пород амурской серии Буреинского массива. — В кн.: Раннедокембрийские комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 121–130.
- Ронов А.Б., Гирин Ю.П., Казаков Г.А., Илюхин М.Н.* Сравнительная геохимия геосинклинальных и платформенных осадочных толщ. — Геохимия, 1965, № 8, с. 961–976.
- Рудник В.А., Собонович Э.В.* Последовательность геологических событий в докембрии Алданского щита. — Докл. АН СССР, 1971, т. 200, № 3, с. 690–693.
- Саксена С.* Термодинамика твердых растворов породообразующих минералов. М.: Мир, 1975. 204 с.
- Салоп Л.И.* Геология Байкальской горной страны. М.: Недра, 1964. Т. 1. 515 с.
- Седова И.С.* Термодинамические условия формирования некоторых метаморфических образований по данным изучения включений минералообразующих сред. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1977, с. 182–191.
- Семенов Д.Ф.* О метаморфическом комплексе Сусунайского хребта о. Сахалина. — Тр. СахКНИИ, 1969, вып. 22, с. 29–30.
- Сверцева И.А., Смирнова А.Н.* О находке палеозойских спор в метаморфизованных отложениях Камчатки. — Геол. и геофиз., 1974, № 6, с. 126–128.
- Сидоренко А.В.* Проблемы осадочной геологии докембрия. — Сов. геол., 1963, № 4, с. 3–24.
- Синица С.М.* Новые данные о строении Цаган-Олуевского гранитного массива (Восточное Забайкалье). — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Читинской области. М.: Госгеолтехиздат, 1963, вып. 1, с. 74–82.
- Синица С.М., Тарарин И.А.* К проблеме строения метаморфического ядра Камчатки (постановка вопроса и некоторые пути к решению). — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973, с. 175–178.
- Смирнов А.М.* Докембрий северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1976. 224 с.
- Смирнов Я.Б., Сугробов В.М., Сугрובה Н.И.* Тепловой поток, гидротермальная активность и динамика развития областей кайнозойского вулканизма. — В кн.: Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 175–198.
- Смирнов А.М., Марченко А.Ф.* Комплекс основания меловой геосинклинали Камчатки (к вопросу о структурных связях северо-востока Азии и Северной Америки). — В кн.: Геологические и палеонтологические аспекты развития Дальнего Востока. Владивосток, 1976, с. 3–19.

- Соболев В.С., Базарова Т.Ю.* О температуре кристаллизации дистена в пегматитах — Докл. АН СССР, 1963, т. 153, № 4, с. 920—922.
- Тарарин И.А.* Происхождение гранулитов Ганальского хребта Камчатки. — Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 3, с. 677—680.
- Тарарин И.А.* Особенности метаморфизма островных дуг северо-запада Тихоокеанского пояса (на примере Камчатки). — В кн.: XII Тихоокеан. науч. конгр. Комис. В, Секция ВIV; Симпоз. "Металлогения докембрия", Хабаровск, 1979. М., 1979, с. 100—101.
- Тарарин И.А., Бабушкин Д.А., Илечко Я.В., Лебедев М.М.* Метаморфизм в Восточно-Камчатском антиклинории (на примере Ганальского хребта). — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973, с. 178—180.
- Тарарин И.А., Чубаров В.М.* Зональность гранатов и полиметаморфизм отложений Срединного хребта Камчатки. — Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 6, с. 1437—1441.
- Тектоническая карта Евразии. Масштаб 1 : 5 000 000/Под ред. А.Л. Янишина и др. М.: Наука, 1966.
- Томиленко А.А., Бердников Н.В., Карсаков Л.П.* Криометрия включений в породах Чогарского глубинного метаморфического комплекса (Восточная Сибирь). — Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 5, с. 1189—1192.
- Травин Л.В.* К выяснению первичной природы архейских пород Алданского щита. — В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1970, ч. 1, вып. 7, с. 63—68.
- Турбин М.Т., Кириллова Г.Л.* Дислокационная природа метаморфизма в Джагдинской зоне Монголо-Охотской складчатой области. — Сов. геол., 1975, № 9, с. 36—49.
- Федькин В.В.* Ставролит. М.: Наука, 1975. 271 с.
- Федоровский В.С.* Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука, 1972. 130 с.
- Федоровский В.С., Лейтес А.И.* О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олёкмо-Витимской горной страны. — Геотектоника, 1968, № 4, с. 114—127.
- Фролова Н.В.* Об условиях осадконакопления в архейской эре. — Тр. Иркут ун-та. Сер. геол., 1951, вып. 2, с. 13—49.
- Фролова Н.В.* Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР. Сер. геол., 1962, вып. 5, с. 13—49.
- Фрумкин И.М.* Структурно-литологический метод картирования докембрийских образований и результаты его применения на Алданском щите. — В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. М.: Наука, 1967, с. 135—149.
- Фрумкин И.М.* Геологические комплексы нижнего докембрия Алданского щита. — В кн.: Тектоника, стратиграфия и литология осадочных формаций Якутии. Якутск, 1968, с. 73—85.
- Фрумкин И.М., Нужнов С.В.* Основные проблемы геологии архея Алданского щита. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск, 1968, вып. 18, с. 7—18.
- Хашин В.Е.* Основные этапы развития земной коры (в пределах современных материков). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1962, т. 37, вып. 1, с. 8—24.
- Херасков Н.П.* Геологические формации (опыт определения). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1952, т. 27, вып. 5, с. 31—53.
- Хильтова В.Я., Савельев А.А., Шумейко И.К.* Петрохимия филлитов в разных зонах метаморфизма (Северо-Байкальское нагорье). — Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 1, с. 205—208.
- Хорева Б.Я.* Метаморфические и ультраметаморфические формации, принципы их выделения и классификации. — В кн.: Геологические формации. Л., 1968, с. 97—101.
- Чудаев О.В.* Глинистые минералы флишевых формаций Сихотэ-Алиня и Камчатки: Автореф. дис. . . канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1977. 25 с.
- Шатский Н.С.* Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. — В кн.: Советские по осадочным породам. М.: Изд-во АН СССР, 1955, вып. 2, с. 7—101.

- Шашкин К.С.* О природе метаморфических комплексов северо-восточного обрамления Зейско-Бурейского массива. — В кн.: Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток, 1968, с. 14–15.
- Шашкина В.П.* Петрографическая характеристика метаморфических комплексов Сахалина. — В кн.: Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток, 1968, с. 86–89.
- Шашкина В.П.* Петрохимическая характеристика метаморфических пород Сахалина. — В кн.: Метаморфические комплексы Востока СССР, Владивосток, 1973, с. 142–161.
- Шило Н.А., Гельман М.М., Мерзляков В.М.* и др. Новая зона глаукофанового метаморфизма в Тихоокеанском поясе. — Докл. АН СССР, 1973, т. 213, № 6, с. 1385–1388.
- Шульдинер В.И.* Докембрий на севере Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 172 с.
- Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И.* Кристаллический фундамент Камчатки: строение и эволюция. — Геотектоника, 1979, № 2, с. 80–93.
- Шульдинер В.И., Герман Л.Л.* Гранулитовые комплексы в обрамлении Тихого океана. — В кн.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972, с. 36–38. (Тр. СахКНИИ; Вып. 3).
- Щека С.А.* Окологабброидные роговики и гранулитовые породы Камчатки. — В кн.: Петрология и петрохимия магматических и метаморфических пород Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 167–196.
- Эйриш Л.В.* Куполовидные структуры Селемджинско-Кербинского поднятия и связь с ними золотого оруденения (Дальний Восток): Автореф. дис. . . . канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1972. 24 с.
- Юрочкин Ю.Д.* Петрохимические особенности усть-тилюйской серии юго-западных отрогов хребта Тукурингра. — В кн.: Раннедокембрийские комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 118–121.
- Adachi M.* Pelitic and quartzo-feldspathic gneisses in the Kamiaso conglomerate and study of Precambrian geology in Japan and East Asia. — J. Geol. Soc. Japan, 1973, vol. 79, N 3, p. 181–203.
- Asami M.* Chloritoid in the Hida metamorphic rocks of the Arashimadake area, Fukui prefecture, Japan. — Abstr. Progr. Ann. Meet., Geol. Soc. Japan, 1972, p. 315.
- Asami M., Adachi M.* Staurolite-bearing cordierite gneiss from the Toga area in the Hida metamorphic terrane, Central Japan. — J. Geol. Soc. Japan, 1976, vol. 82, N 4, p. 259–271.
- Asami M.* Two modes of occurrence of staurolite from the Ryoike metamorphic rocks in the Hazu area, Central Japan. — J. Japan. Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol., 1977, vol. 72, N 5, p. 205–220.
- Banno S.* Claucophan schists and associated rocks in the Omi district, Niigata prefecture, Japan. — Japan. J. Geol. Geogr., 1958, vol. 29, N 1/3, p. 29–44.
- Banno S.* Petrologic studies of Sanbagawa crystalline schists in the Bessi-ino district, Central Shikoku, Japan. — J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sec. II, 1964, N 15, p. 1–8.
- Banno S., Kurata H.* Distribution of Ca in zoned garnet of low-grade pelitic schists. — J. Geol. Soc. Japan, 1972, vol. 78, N 9, p. 507–512.
- Berglund L., Touret J.* Garnet-biotite gneiss in "Sisteme du geraphite" (Madagascar) petrology and fluid inclusions. — Lithos, 1976, N 9, p. 139–148.
- Burnham C.W., Hollway J.R., Davis N.F.* Thermodynamic properties of water to 1000°C and 10000 bars. — Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 1969, N 132. 96 p.
- Chatterjee N.D., Schreyer W.* The reaction enstatite + sillimanite + sapphirine + quartz in the System MgO + Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + SiO<sub>2</sub>. — Contribs Miner. Petrol., 1972, vol. 36, N 1, p. 49–62.
- Ernst W.G.* Petrochemical study of coexisting minerals from low-grade schists, Eastern Shikoku, Japan. — Geochim. et cosmochim. acta, 1964, vol. 28, N 11, p. 1631–1668.
- Ernst W.G., Seki Y.* Petrological comparison of the Franciscan and Sanbagawa metamorphic terranes. — Tectonophysics, 1967, vol. 4, N 4/6, p. 463–478.

- Ernst W.G., Seki Y., Onuki H., Gilbert M.G.* Comparative study of low-grade metamorphism in the California Coast Ranges and the Outer metamorphic belt of Japan. — *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1970, vol. 124, p. 276.
- Ernst W.G.* Metamorphic zonation on presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and the Alps. — *Contribs Mineral. Petrol.*, 1971, vol. 34, p. 43–59.
- Ernst W.G.* CO<sub>2</sub>-poor composition of the fluid attending Franciscan and Sanbagawa low-grade metamorphism. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1972, vol. 36, N 4, p. 497–504.
- Ernst W.G.* Metamorphism and ancient continental margins. — In: *The Geology of Continental Margins*. N.Y.: Springer-Verlag, 1974, p. 907–919.
- Eugster H.P., Albee A.L., Bence A.E.* et al. The two-phase region and excess mixing properties of paragonite – muscovite crystalline solutions. — *J. Petrol.*, 1972, vol. 13, N 1, p. 147–179.
- Fudjiyoshi A.* On the occurrence of the pelitic gneisses in the Tateyama-gawa (upper Hayatsuki-gawa) area, Central Japan. — *Geol. Soc. Japan*, 1973, vol. 79, N 12, p. 761–770.
- Ganguly J., Kennedy G.C.* The energetics of natural garnet solid solution. — *Contribs Mineral. Petrol.*, 1974, vol. 48, N 2, p. 137–148.
- Ghent E.D.* Temperature, pressure and mixed – volatile equilibria attending metamorphism of staurolite – kyanite-bearing assemblages, Esplanade Range, British Columbia. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1975, vol. 86, N 12, p. 1654–1660.
- Ghent E.D.* Plagioclase – garnet – Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> – quartz: a potential geobarometer – geothermometer. — *Amer. Miner.*, 1976, vol. 61, N 7/8, p. 710–714.
- Hara Y.* Studies on the structure of the Ryoke metamorphic rocks of the Kasagi district, Southwest Japan. — *J. Sci. Hiroshima Univ.*, 1962, N 2, p. 163–224.
- Hashimoto M.* Sangun metamorphic terrane of the Asahicho area, Okayama prefecture. — *J. Geol. Soc. Japan*, 1968, vol. 74, N 8, p. 433–437.
- Hayase I., Ishizaka K.* Rb–Sr dating on the rocks in the rocks in Japan (1). — *J. Japan. Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol.*, 1967, vol. 58, p. 201–212.
- Hayama Y.* Progressive metamorphism of pelitic and psammitic rocks in the Komagane district, Nagano Pref., Central Japan. — *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sec. II*, 1964, vol. 15, pt 3, p. 321–369.
- Hensen B.J., Essen E.J.* Stability of pyrope – quartz in the system MgO + Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + SiO<sub>2</sub>. — *Contribs Mineral. Petrol.*, 1971, vol. 30, N 1, p. 72–83.
- Hensen B.J., Green D.H.* Experimental study of the stability cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. I. *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1971, vol. 33, N 4, p. 331–354; 1972, vol. 35, N 4, p. 331–354; 1973, vol. 38, N 2, p. 151–166.
- Hensen B.J., Schmid R., Wood B.J.* Activity – composition relations for pyrope–grossular garnet. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1975, vol. 51, N 3, p. 161–166.
- Hiroi Y.* Polymetamorphism in the Hida metamorphic belt of the lower Kurobe river area. — *J. Japan. Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol.*, 1975, vol. 70, N 9, p. 322–333.
- Holdaway M.J.* Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. — *Amer. J. Sci.*, 1971, vol. 271, N 2, p. 97–131.
- Ishioka K., Suwa K.* Kyanite – andalusite – staurolite – garnet phyllite in the lower Kurobe-gawa area. — *J. Geol. Soc. Japan*, 1956, vol. 62, p. 397.
- Ishizaka K.* A geochronological study of the Ryoke metamorphic terrain in the Kinki district, Japan. — *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto*, 1966, B 33, N 2, p. 69–102.
- Iwasaki M.* Metamorphic rocks of the Kotu-Bizan area, Eastern Shikoku. — *J. Fac. Sci. Tokyo. Univ. Sec. II*, 1963, N 15, p. 1–90.
- Kano H.* Metamorphism in the central to southern Abukuma Plateau with special regards to the chemistry of hornblende and the garnet – cordierite geothermometry. — In: *The Basement of the Japanese Islands: Professor Hiroshi Kano Memorial Volume*. Tokyo, 1979, p. 431–481.
- Kano T.* Geological study of the Hida metamorphic belt in the eastern part of Toyama prefecture Central Japan. — *J. Geol. Soc. Japan*, 1973, vol. 79, N 6, p. 407–421.
- Kojima G.* Contribution to the knowledge of mutual relations between three metamorphic zones of Chugoku and Shikoku, Southwestern Japan, with special reference to the metamorphic and structural features of each metamorphic zone. — *J. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C1*, 1953, N 3, p. 17–46.

- Lebedev M.M., Tararin I.A., Lagovskaya E.A.* [Лебедев М.М., Тарарин И.А., Лаговская Е.А.]. Metamorphic zones of Kamchatka as an example of the metamorphic assemblages of the inner part of the Pacific belt. — *Tectonophysics*, 1967, vol. 4, N 4/6, p. 445–461.
- Middleton G.W.* Chemical composition of sandstone. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1970, vol. 71, N 7, p. 43–67.
- Miyakawa K.* General considerations on the Sangun metamorphic rocks on the basis of their petrographical features observed in the San-in provinces, Japan. — *J. Earth Sci. Nagoya Univ.*, 1961, vol. 9, N 2, p. 345–393.
- Miyashiro A.* Data on garnet – biotite equilibria in some metamorphic rocks of the Ryoke zone. — *J. Geol. Soc. Japan*, 1956, vol. 62, N 735, p. 700–702.
- Miyashiro A.* Evolution of metamorphic belt. — *J. Petrol.*, 1961, vol. 2, N 3, p. 277–311.
- Miyashiro A., Haramura H.* Sedimentation and regional metamorphism in the Paleozoic geosynclinal pile of Japan. — *Indian Geophys. Union. Bull.* 1966, N 3, p. 15–32.
- Newton R.C.* Some calc – silicate equilibrium relations. — *Amer. J. Sci.*, 1966, vol. 264, p. 202–222.
- Newton R.C.* An experimental determination of the high pressure stability limits of magnesian cordierite under wet and dry conditions. — *J. Geol.*, 1972, vol. 80, N 4, p. 398–420.
- Nicolaysen L.O., Buger A.J., Liebenberg W.R.* Evidence for the extreme age of certain minerals from the Dominion Reef conglomerates and underlying in the Western Transvaal. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1962, vol. 26, N 15, p. 15–23.
- Notes on metamorphic facies map of Japan (1 : 2 000 000). Hisamoto-cho, Kawasaki-shi: *Geol. Surv. Japan*, 1970. 18 p.
- Nozawa T.* Hida belt and Hida marginal belt in central Hida mountains. — In: *Mesozoic felsic igneous activity and related metamorphism in Central Japan – from Nagoya to Toyama*. Tokyo: *Geol. Surv. Japan*, 1977, p. 61–65.
- Nureki T.* Geological relations of the Sangun metamorphic rocks to the "nonmetamorphic" Paleozoic formations in the Chugoku province. — *Mem. Japan. Geol. Soc.*, 1969, N 4, p. 23–39.
- Ono A.* Crystal growth and zoning of garnet from the Ryoke metamorphic rocks of Central Japan. — *J. Japan Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol.*, 1976, vol. 71, p. 308–325.
- Ono A.* Temperature and pressure of the Ryoke gneisses estimated by garnet – cordierite geothermometer. — *J. Japan. Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol.*, 1977, vol. 72, p. 114–117.
- Orville P.M.* Plagioclase cation exchange equilibria with aqueous chloride solution: Results at 700°C and 2000 bars in the presence of quartz. — *Amer. J. Sci.*, 1972, vol. 272, N 3, p. 234–272.
- Ozima M., Uena N., Shimizu N., Kuno H.* Rb–Sr, K–Ar isotopic investigations of the Sidara granodiorites and the associated Ryoke metamorphic belt, Central Japan. — *Japan. J. Geol. Geogr. Trans.*, 1967, vol. 38, N 2/4, p. 160–162.
- Perchuk L.L.* [Перчук Л.Л.]. Thermodynamic regime of metamorphic processes. — In: *Energetics of geological processes*. N.Y.: Springer-Verlag, 1977, p. 285–352.
- Robie R.A., Waldbaum D.R.* Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298,15°K (25,0°C) and one atmosphere (1,013 bars) and at high temperatures. — *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1968, N 1259. 256 p.
- Sakakibara Y.* Granitic and metamorphic rocks of the Wago district, Shimoina, Nagano prefecture. — *J. Geol. Soc. Japan*, 1962, vol. 69, N 808.
- Sato S., Shirahase T., Shibata H.* Older granites in Hida metamorphic zone, recognized by Rb–Sr age. — *J. Geol. Soc. Japan*, 1967, vol. 73, p. 72.
- Seki Y.* Claucophanitic regional metamorphism in the Kanto mountains, Central Japan. — *Japan. J. Geol. Geogr.*, 1958, vol. 29, p. 233–258.
- Seki Y.* Jadeite in Sanbagawa crystalline schists of Central Japan. — *Amer. J. Sci.*, 1960, vol. 258, p. 705–715.
- Seki Y.* Geology and metamorphism of Sanbagawa crystalline schists in the Tenryu district, Central Japan. — *Sci. Rept. Saitama Univ. Ser. B*, 1961, vol. 4, p. 75–92.
- Seki Y.* Sanbagawa metamorphism in the central part of Kii peninsula. — *J. Japan. Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol.*, 1964, vol. 52, p. 73–89.

- Seki Y.* Jadeite pyroxene found as pebbles in lower Cretaceous formation of the Kanto Mountains, Central Japan. — J. Japan. Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol., 1965, vol. 53, p. 165–168.
- Seki Y., Aiba M., Kato C.* Metamorphic zoning of the Sanbagawa terrain in the Sibukawa district, Japan. — J. Geol. Soc. Japan, 1959, vol. 65, p. 618–623.
- Seki Y., Aiba M., Kato C.* Jadeite and associated minerals of the metagabbroic rocks in the Sibukawa district, Central Japan. — Amer. Mineral., 1960, vol. 45, p. 668–679.
- Shibata K., Adashi M., Mizutani S.* Precambrian rocks in Permian conglomerate from Central Japan. — J. Geol. Soc. Japan, 1971, vol. 77, N 8, p. 507–514.
- Shibata K., Adachi M.* Rb–Sr and K–Ar geochronology of metamorphic rocks in the Kamiasso conglomerate, Central Japan. — J. Geol. Soc. Japan, 1972, vol. 78, p. 265–271.
- Shibata K., Hayama Y.* K–Ar ages of the Ryoke metamorphic rocks of Komagane district, Nagano prefecture, Central Japan. — Bull. Geol. Surv. Japan, 1968, vol. 19, N 4, p. 213–218.
- Shibata K., Nozawa T.* K–Ar age of Omi schist, Hida mountains, Japan. — Bull. Geol. Surv. Japan, 1968, vol. 19, N 4, p. 243–246.
- Shibata K., Yagi S.* K–Ar ages of muscovite from the muscovite-quartz schist of the Sangun metamorphic terrain in the Tari district, Tottori prefecture, Japan. — Bull. Geol. Surv. Japan, 1969, vol. 20, N 10, p. 707–709.
- Suwa K.* Petrological and geological studies on the Ryoke metamorphic belt. — J. Earth Sci. Nagoya Univ., 1961, vol. 9, N 2, p. 221–304.
- Suzuki M.* An occurrence of "eclogitic rock" in the Hida metamorphic belt. — J. Japan. Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol., 1973, vol. 68, N 12, p. 372–382.
- Suzuki M.* Polymetamorphism in Hida metamorphic belt, Central Japan. — J. Sci. Hiroshima Univ., 1977, C 7, N 4, p. 217–296.
- Ueno N., Osima M., Ono A.* Geochronology of the Ryoke metamorphism — Rb–Sr, K–Ar isotopic investigations of the metamorphic rocks in the Ryoke metamorphic belt. — Geochim. J., 1969, vol. 3, N 1, p. 35–44.
- Van Neikerk C.B., Burger A.T.* The age of the Ventersdorp system. — Rep. S. Africa. Ann. Geol. Surv., 1964, vol. 3, p. 41–44.
- Yamada N., Nozawa T., Hayama Y., Yamada T.* Mesozoic felsic igneous activity and related metamorphism in Central Japan — from Nagoya to Toyama. Tokyo: Geol. Surv. Japan, 1977. 103 p.
- Yamamoto H., Teshima M.* On the so-called amphibolite from Sasaguri district, Fukuoka prefecture. — J. Japan. Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol., 1975, vol. 70, N 7, p. 225–236.
- Yoshio U., Nozawa T., Onuki H., Kawachi Y.* K–Ar ages of some Sanbagawa metamorphic rocks. — J. Japan. Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol., 1977, vol. 72, N 9, p. 35–39.

## СИМВОЛЫ МИНЕРАЛОВ

<i>Ab</i>	— альбит ( $Pl_0$ )	<i>Ka</i>	— каолинит
<i>Act</i>	— актинолит	<i>Kfs</i>	— калиевый полевой шпат
<i>Aeg</i>	— эгирин	<i>Ky</i>	— кианит
<i>Alm</i> <sub>0-100</sub>	— гранат ряда пироп—альмандин	<i>Law</i>	— лавсонит
<i>Alm</i> <sup>Ca</sup>	— кальциевый магнезиально-железистый гранат	<i>Lom</i>	— ломонтит
<i>Am</i>	— амфибол	<i>Mic</i>	— микроклин
<i>Am</i> <sup>Ca</sup>	— кальциевый амфибол	<i>Mt</i>	— магнетит
<i>Am</i> <sup>Na</sup>	— натровый амфибол	<i>Mu</i>	— мусковит
<i>An</i>	— анортит	<i>Ne</i>	— нефелин
<i>And</i>	— андалузит	<i>Or</i>	— ортоклаз
<i>Bi</i> <sub>0-100</sub>	— биотит	<i>Orpx</i>	— ортопироксен ( <i>Hyp</i> )
<i>C</i>	— графит	<i>Pa</i>	— парагонит
<i>Cc</i>	— кальцит	<i>Pe</i>	— периклаз
<i>Cd</i>	— корунд	<i>Piem</i>	— пьомонит
<i>Chd</i> <sub>0-100</sub>	— хлоритоид	<i>Pr</i>	— пренит
<i>Chl</i> <sub>0-100</sub>	— хлорит	<i>Phl</i>	— флогопит
<i>Cor</i> <sub>0-100</sub>	— кордиерит	<i>Pl</i> <sub>75</sub>	— плагиоклаз и его номер
<i>Cpx</i> <sub>0-100</sub>	— клинопироксен	<i>Pl</i> <sup>Ca</sup>	— основной плагиоклаз
<i>Cr</i>	— кроссит	<i>Pl</i> <sup>Na</sup>	— кислый плагиоклаз
<i>Cum</i> <sub>0-100</sub>	— куммингтонит	<i>Pum</i>	— пумпеллиит
<i>Di</i>	— диопсид ( $Cpx_0$ )	<i>Py</i>	— пироп ( $Alm_0$ )
<i>Dol</i>	— доломит	<i>Pyr</i>	— пиррофиллит
<i>En</i>	— энстатит ( $Hyp_0$ )	<i>Q</i>	— кварц
<i>Ep</i> <sub>33</sub>	— эпидот	<i>Rb</i>	— рибекит
<i>Fay</i>	— фаялит ( $Ol_{100}$ )	<i>Rut</i>	— рутил
<i>For</i>	— форстерит ( $Ol_0$ )	<i>Sap</i>	— сапфирина
<i>Ged</i> <sub>0-100</sub>	— жедрит	<i>Sca</i>	— скаполит
<i>Gl</i>	— глаукофан	<i>Sill</i>	— силлиманит
<i>Gr</i>	— гранат	<i>Sp</i>	— серпентин
<i>Gross</i>	— гроссуляр	<i>Sph</i>	— сфен
<i>Hb</i> <sub>0-100</sub>	— роговая обманка	<i>Spl</i>	— шпинель
<i>Hem</i>	— гематит	<i>Sta</i>	— ставролит
<i>Hyp</i> <sub>0-100</sub>	— гиперстен	<i>Sti</i>	— спильномелан
<i>Hyp</i> <sup>Al</sup>	— глиноземистый гиперстен	<i>Ta</i>	— тальк
<i>Ilm</i>	— ильменит	<i>Tr</i> <sub>0-100</sub>	— тремолит
<i>Jd.</i>	— жадеит	<i>Vs</i>	— вюстит
		<i>Wol</i>	— волластонит
		<i>Zo</i>	— цоизит

Индексы у символов внизу обозначают общую железистость минералов ( $f = [Fe/(Fe + Mg)] \cdot 100\%$ ), а у плагиоклаза — его номер; вверху — содержание кальциевого компонента в гранатах и глиноземистого компонента в ромбическом пироксене или биотите.

## СОДЕРЖАНИЕ

Введение . . . . .	3
Принципы выделения и основа классификации метаморфических формаций . . . . .	6
Петрохимические особенности метаморфических комплексов и состав исходных пород . . . . .	10
Термодинамические условия метаморфизма . . . . .	23
Метаморфизм восточной части Сибирской платформы . . . . .	32
Алданский массив . . . . .	33
Становая складчатая область . . . . .	44
Наложённые структуры нижнего протерозоя . . . . .	57
Охотский массив . . . . .	62
Омолонский массив . . . . .	69
Тайгоносский массив . . . . .	72
Метаморфические комплексы Монголо-Охотской складчатой области . . . . .	78
Ханкайский массив . . . . .	80
Зона Тукурингра-Джагды . . . . .	95
Метаморфизм островных дуг северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса . . . . .	97
Курило-Камчатская островная дуга . . . . .	97
Японо-Сахалинская островная дуга . . . . .	114
Эволюция метаморфизма в зоне перехода от континента к океану . . . . .	157
Заключение . . . . .	177
Литература . . . . .	182

Михаил Афанасьевич Мишкин

МЕТАМОРФИЗМ  
В ЗОНЕ ПЕРЕХОДА  
ОТ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА  
К ТИХОМУ ОКЕАНУ

*Утверждено к печати  
Дальневосточным геологическим институтом  
ДВНЦ АН СССР*

Редактор *В.П. Цетлин*  
Редактор издательства *В.Я. Енюкова*  
Художник *А.А. Куценко*  
Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*  
Технический редактор *Н.М. Бурова*  
Корректор *Л.А. Агеева*

ИБ № 21342

Подписано к печати 14.05.81. Т – 09521  
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1  
Печать офсетная. Усл. печ. л. 12,3  
Усл. кр. отт. 12,6. Уч.-изд. л. 14,1  
Тираж 700 экз. Тип. зак. 271. Цена 2р. 20к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,  
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90  
Ордена Трудового Красного Знамени  
1-я типография издательства "Наука",  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2р. 20к.

3485

