

**МОДЕЛИ  
ЭВОЛЮЦИИ ПРОЦЕССОВ  
МЕТАМОРФИЗМА  
НА ЩИТАХ  
И В СКЛАДЧАТЫХ  
ОБЛАСТЯХ**

---

**НОВОСИБИРСК 1987**

**АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ**

**МОДЕЛИ ЭВОЛЮЦИИ  
ПРОЦЕССОВ МЕТАМОРФИЗМА  
НА ЩИТАХ И В СКЛАДЧАТЫХ  
ОБЛАСТЯХ**

**(ОПЕРАТИВНО-ИНФОРМАЦИОННЫЙ МАТЕРИАЛ)**

**НОВОСИБИРСК 1987**

Модели эволюции процессов метаморфизма на щитах и в складчатых областях: Оперативно-информ. материал/ АН СССР, Сиб.отделение, Ин-т геологии и геофизики; [Редкол.: Н.В.Попов (отв.ред.) и др.] . - Новосибирск: ИГиГ, 1987. - 70 с.

Редколлегия

чл.-кор. АН СССР Н.В.Соболев, д.г.-м.н. В.В.Ревердатто,  
к.г.-м.н. Н.В.Попов (отв.ред.)

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Информационный материал суммирует результаты проделанной за первый год пятилетки работы большой группы исследователей по теме, вынесенной в заглавие. В научных исследованиях принимали участие: Институт геологии и геофизики СО АН СССР, Институт геологии и геохронологии докембрия АН СССР, Институт экспериментальной минералогии АН СССР, Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов АН СССР и Мингео СССР, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, Геологический институт Кольского филиала АН СССР, Геологический институт Бурятского филиала СО АН СССР, Институт геологии Якутского филиала СО АН СССР, Институт геологии и геохимии Уральского отделения АН СССР, Восточно-Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья Мингео СССР, Институт геохимии и физики минералов АН УССР, Московский государственный университет Минвуза СССР, Свердловский горный институт Минвуза СССР и Воронежский государственный университет Минвуза СССР.

Большой авторский коллектив предопределяет широкий региональный охват и разноплановость отдельных статей. Эволюция вещественного состава, метаморфизма и флюидного режима древнейших комплексов показана на примере фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Сложное строение вулканогенных толщ зеленокаменных поясов этих платформ, неоднократное проявление коматитового и пикритового магматизма свидетельствуют о гетерогенности источника вылавлиения.

Покровно-чешуйчатый стиль строения Северного Прибайкалья обоснован детальным картированием отдельных участков. Много внимания уделено изучению высокобарических комплексов поясового типа, для которых, в частности, показана надвиговая природа и генетическая связь с офиолитами. Минералогические и петрохимические

кие исследования эфлогит-глаукофансланцевых комплексов позволяют сделать вывод о высоком парциальном давлении воды и изохимическом характере метаморфизма. Высокобарическим комплексам предшествуют специфические образования, связанные с тектоникой растяжения.

Изохимическое поведение породообразующих химических элементов, а также фтора доказываются на конкретных примерах контактового метаморфизма. Модельные построения дифференциации континентальной коры рассчитаны с учетом анатексиса и всплывания кислой магмы. Предлагается модель образования высококальциевых кислых расплавов путем ликвации во время импактного процесса. Модели эволюции процессов метаморфизма и формирования метаморфической зональности рассмотрены на конкретных примерах Урала и Воронежского кристаллического массива.

Большинство из перечисленного представляет собой новые оригинальные данные. Проблемы, связанные с построением моделей эволюции процессов метаморфизма на щитах и в складчатых областях, требуют всестороннего обсуждения. Поэтому предлагаемый материал несет как информационную нагрузку о ведущейся работе, так и способ для плодотворного обсуждения поднятых вопросов.

#### Список принятых сокращений минералов

Акт - актинолит	Кум - куммингтонит	Рут - рутил
Алб - альбит	Кш - калишпат	Серп - серпентин
Амф - амфибол	Лавс - лавсонит	Сил - силлиманит
Анд - андалузит	Мп - моноклинный пироксен	Ст - ставролит
Бар - барруазит	Му - мусковит	Сф - сфен
Би - биотит	Ол - оливин	Та - тальк
Винч - винчит	Омф - омфациит	Трем - тремолит
Гл - глаукофан	П - пироксен	Фен - фенгит
Гр - гранат	Пл - плагиоклаз	Хл - хлорит
Карб - карбонат	Рог - роговая обманка	Хлд - хлоритоид
Кв - кварц	Рп - ромбический пироксен	Цо - цоизит
Ки - кианит		Эп - эпидот
Корд - кордиерит		
Крос - кроссит		

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ И УСЛОВИЯХ МЕТАМОРФИЗМА  
БЕЛОМОРСКОГО МЕГАКОМПЛЕКСА

(В.А.Глебовицкий, И.С.Седова, Г.М.Другова,  
Е.А.Вапник, Л.Н.Котова)

1. По данным последних геологических исследований в северной части Беломорско-Лапландского пояса (М.М.Богданова, В.В.Балаганский, М.М.Ефимов), в пределах названной структуры устанавливается три главных периода эволюции: беломорский (ранний архей), ребольский (поздний архей) и свекофенский (ранний протерозой), каждому из которых соответствует проявление регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Первые два периода характеризуются формированием самостоятельных структурно-вещественных комплексов. В ранний, беломорский, объединяются тоналитовые гнейсы, возможно, представляющие материал первичной сиалической коры, разнообразные кристаллические сланцы и супракрустальные толщи гранат-биотитовых гнейсов. В позднеархейский, лопийский комплекс включены образования, ранее картировавшиеся как хетоламбинская свита, представляющая собой контрастную вулканогенную серию, которая в значительной своей части сложена метабазальтоидами толеитового состава. Свекофенские супракрустальные образования сохранились только на окраинах пояса.

2. Метаморфизм беломорского периода, по крайней мере, отчасти проявлялся в условиях гранулитовой фации. В процессе составления карты метаморфических фаций восточной части Балтийского щита О.И.Володичевым в пределах Беломорско-Лапландского пояса было выявлено восемь участков распространения этих высокотемпературных образований.

3. По парагенетическим признакам устанавливается два типа пород гранулитовой фации с умеренно- и высокобарическими минеральными ассоциациями. Последние тяготеют к осевой части пояса. В этих породах наблюдается развитие парагенезиса высокомагнезильного  $\text{Gr}$  с  $\text{Rn}$ ,  $\text{Mn}$  и  $\text{Pl}$ , что наблюдается в районе Поньгомы и Тулой

Губы на Ковдозере. В первом случае на основании данных по составам минералов в эклогитоподобных породах были оценены давления в 8,5 - 9,5 кбар при температуре 775<sup>0</sup>С. Одновременно по составам Би и Гр были получены давления от 6,5 до 8,5 кбар при температуре около 750<sup>0</sup>С. В жильном материале мигматитов были найдены включения раскристаллизованных расплавов, вещество которых начинает плавиться при 740<sup>0</sup>, а полная гомогенизация наблюдается при T=820-850<sup>0</sup>С. По включениям CO<sub>2</sub> определено давление 7-9 кбар. Предварительный анализ парагенезисов гранулитов района Тупой Губы показал, что по термодинамическим параметрам эти образования близки к гранулитам Поньгомы. Специальные криометрические исследования включений CO<sub>2</sub> показали, что давление на самых ранних стадиях метаморфизма в мигматизации не превышало 6,5-7 кбар. В эндробитах же и чарнокитах этого времени найдены включения, захваченные при давлении 7,75 кбар при T=800<sup>0</sup>С. Если учесть, что принятая нами температура, судя по расплавленным включениям, может оказаться заниженной, то названную оценку давления следует признать минимальной.

Итак, новые определения термодинамических условий гранулитового метаморфизма удовлетворительно согласуются с более ранними оценками и поэтому являются достаточно достоверными. Следует подчеркнуть, что наблюдаемые высокобарические парагенезисы развиваются по менее глубинным. Это значит, что низкоградиентные режимы глубинного петрогенезиса не существовали все время, а появились в процессе эволюции, что подтверждается вторичным характером высокоплотных включений CO<sub>2</sub>. Но высокобарические гранулиты не были более молодыми, чем начало ребольского периода эволюции, так как они секутся тоналитами с возрастом 2750 млн лет.

4. Ребольский период эволюции в северной части Беломорско-Лапландского пояса ознаменовался региональным метаморфизмом кинит-силлиманитового типа. Оценки условий по Гр - Би термобарометру при значительных дисперсиях дают усредненное значение температуры 700<sup>0</sup>С и давление 6,5-8,5 кбар. Изучение включений CO<sub>2</sub> показывает, что давление было не меньше 7 кбар, что хорошо согласуется с более ранними оценками. Однако следует иметь в виду, что во многих гнейсах распространен парагенезис Гр-Би-Ки-Му, который оказывается достаточно низкотемпературным (около

600°C), благодаря чему оценка давления занижается на 0,5 кбар. Свекофенский период эволюции в северной части Беломорско-Лапландского пояса (Ениский сегмент) отличался лишь локальными преобразованиями в процессе наложенного метаморфизма и ультраметаморфизма. Ранее было известно, что в это время возникали низкобарические минеральные ассоциации (около 5–4 кбар) при температуре 600–650°C. Новые данные по включениям  $\text{CO}_2$  показывают, что при температуре около 700°C явления анатексиса в наиболее эродированных зонах проявляются при давлениях от 5 до 3,5 кбар, что подтверждает ранее сделанные оценки. В то же время эти данные показывают, что метаморфизм и ультраметаморфизм свекофенского времени в северной части пояса проявляются в режимах, резко отличных от тех, которые свойственны центральным и южным частям этой структуры.

5. Изученная южная часть Беломорско-Лапландского пояса сложена преимущественно архейскими гранито-гнейсами с подчиненным количеством амфиболитов, испытавшими метаморфизм в ребольское или в более раннее время. Термодинамические условия его проявления определялись по эклогитоподобным породам двух структурно разновозрастных групп метабазитов с минеральными парагенезисами  $\text{Gr} + \text{Amf} + \text{Mpl} + \text{Pl} + \text{Kv} + \text{Bi}$ . Применение известных  $\text{Gr} - \text{Amf}$  и  $\text{Gr} - \text{Mpl}$  термометров и  $\text{Gr} - \text{Mpl} - \text{Pl}$  геобарометра Перкинса и Ньютона позволяет оценить условия раннего этапа метаморфизма:  $T = 670 - 770^\circ\text{C}$ ,  $P = 12 - 14,5$  кбар, последнего этапа  $T = 600 - 670^\circ\text{C}$ ,  $P = 10,5 - 12$  кбар.

Полученные оценки давления подтверждаются необычным составом метаморфического граната в кислых породах, которые ввиду отсутствия в них критических парагенезисов непригодны для анализа  $P - T$ -условий метаморфизма. В плагиогнейсовом субстрате ранних мигматитов и в других гранитоидах района (плагиогранитах и субщелочных гранитах) наблюдается магнезиально-железистый гранат с высоким содержанием гроссуляра (20–30 %), что является достаточно редким явлением в породах, бедных кальцием. Основываясь на экспериментальных данных Грина и Рингвуда, можно предположить, что подобные гранаты образовались в водонасыщенной среде при высоких давлениях (более 12–14 кбар) при температуре амфиболитовой фации.

Таким образом, намеченные ранее тенденции в латеральном

изменении параметров глубинного петрогенеза находят подтверждение в материалах по южной части Беломорско-Лапландского пояса.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРУКТУРНО-МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

(В.П.Петров, О.А.Беляев)

I. Установлены основные черты структурно-метаморфической эволюции кольской серии северо-запада Кольского полуострова. Выделены два тектоно-метаморфических мегацикла. Ранний или кольский мегацикл соотносится с позднеархейским периодом протогео-синклинального развития региона. Достоверно фиксируются структурные и метаморфические процессы более позднего вырнимского цикла, включающего две последовательно формирующиеся системы изоклиналиных складок с крутыми наклонами осевых поверхностей и шарниров. Сопряженно со складчатостью развивается зональный метаморфизм в диапазоне от силлиманит-мусковитовой субфации до гранулитовой фации ( $T=600-780^{\circ}\text{C}$ ,  $P=4,5-6,0$  кбар) в режиме фациальной серии ( $A_2$ ) андалузит-силлиманитового типа. Возраст зональности оценен по цирконам из гнейсов амфиболитовой и гранулитовой фаций в  $2700 \pm 50$  млн лет (Бибилова и др., 1973). Складчатые деформации сопровождаются также формированием мигматитовой полосчатости с возрастанием роли  $Ksp$  в более поздних мигматитах. С заключительными этапами цикла связано образование зон бластомилонитов в условиях снижения  $T$  и  $P$  относительно кульминации позднеархейского метаморфизма. К этим зонам обычно приурочены процессы кислотного выщелачивания и сопряженного  $Fe-Mg$ -са метасоматоза. Нарастание консолидации толщ отражено в появлении расколов, выполненных телами и дайками основных пород. Последние нередко содержат ксенолиты кольских гнейсов, подвержены деформациям второго мегацикла и наложному метаморфизму низкотемпературной амфиболитовой фации.

В рамках позднего карельского мегацикла выделено до шести этапов складчатых деформаций, эволюционирующих на фоне нисходящей пластичности от ранних изоклиналиных складок к поздним открытым, от условий радиального сжатия к тангенциальному сжатию.

Этапы деформаций разделены внедрением основных и гранитоидных пород. Сопряженный с ранним этапом складчатости метаморфизм (наложенный относительно прогрессивного метаморфизма кольских гнейсов) осуществляется в режиме фациальной серии (АВ-В<sub>Т</sub>) при  $T = 530-580^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 5,2-6,2$  кбар. К этому этапу приурочено максимальное новообразование диафорических минералов с формированием новой сланцеватости. Парагенезисы наиболее высокотемпературных диафоритов содержат кианит, ставролит, малотитанистый биотит, реликтовый магнезиальный гранат с обратной зональностью по Mn и Fe, новообразованный более железистый гранат с прямой зональностью по Mn и обратной — по Mg и Fe. К ранним этапам карельского мегацикла приурочено и широкое развитие процессов повторной гранитизации, пространственно тесно сопряженных с зонами проявления диафореза амфиболитовой фации. Ранний мигматитовый материал нередко содержит кианит; последний отмечается и в продуктах кислотного выщелачивания. Снижение давления на следующем этапе структурирования фиксируется появлением порфиробластов Анд в диафорированных гнейсах и пегматитах, секущих ранний мигматитовый материал; Анд нередко включает Ки и Ст, сформированные на раннем этапе диафореза. Аналогичная смена полиморфов  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  отмечена и в продуктах кислотного выщелачивания. Более поздние этапы деформаций карельского мегацикла отмечены крайне ограниченным по масштабам минералообразованием в условиях эпидот-амфиболитовой фации.

Время проявления наложенного метаморфизма в гнейсах кольской серии укладывается в интервал 2450-1755 млн лет, при этом максимум минералообразования амфиболитовой фации отвечает 2150 млн лет (Горохов и др., 1976). Таким образом, наложенный метаморфизм кольской серии синхронен с прогрессивным метаморфизмом раннепротерозойского печенгского комплекса и близок к нему по P-T-режиму, что свидетельствует о родстве (Метаморфизм супракрустальных ..., 1986). Завершается карельский мегацикл консолидацией и кратонизацией региона, формированием стабильной платформы. Зоны милонитов с парагенезисами зеленосланцевой фации, заложенные после становления порфиридных гранитов, по-видимому, связаны с готским орогенезом.

2. В Северо-Карельском структурном поясе карелид, разде-

лящем Беломорский и Карельский геотектонические районы, изучен метаморфизм осадочно-вулканогенных образований раннего протерозоя, Пана-Куолаярвинского и Кукасозерской структур.

Породы Пана-Куолаярвинской зоны регионально метаморфизованы от начальных ступеней зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Степень метаморфизма растет от осевой части прогиба в восточном направлении к зоне сочленения с докарельским фундаментом (Воинов, 1974; Петров и др., 1980).

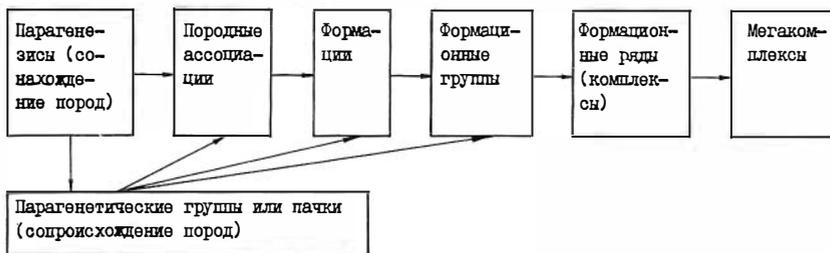
В развитии этой зоны выделяются три главных этапа. Ранний, сумийский этап, характеризовался тафrogenным режимом, следующий этап включает время формирования толщ сариолийского, ятулийского и людиковийского отделов и характеризуется режимом развития изолированных мульдообразных прогибов. Характер метаморфизма раннего и второго этапа не установлен. Третий этап, включающий ливийскую и более позднюю стадию карельского геотектонического периода, условно рассматривается как субгеосинклинальный с учетом общего прогибания зоны и прилегающих районов, последующей складчатости, интенсивного проявления прогрессивного метаморфизма, формирования структурно-метаморфической зональности, гранитоидного магматизма.

Для уточнения вопроса о термодинамическом режиме позднекарельского метаморфизма детально изучены Амф из metabазитовых парагенезисов. В метаморфической зональности они образуют ряд от Акт до чермакитовой Рог. В зоне перехода от зеленосланцевой к эпидот-амфиболитовой фации характерно одновременное присутствие разноокрашенных Амф (от почти бесцветных до зеленых Рог) с вариациями содержания глинозема от 0,28 до 8,70 вес. %. По своим химическим особенностям, в частности по отношению  $Al^{VI}-Si$  (Raase, 1974), Амф зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма главным образом соответствуют метаморфизму повышенных давлений. На основе экспериментальных данных Л.П.Плюсниной (1983) и оценках температуры формирования парагенезисов по Амф - Пл геотермометру Л.Л.Перчука (1970) устанавливается, что метаморфизм эпидот-амфиболитовой и начальных стадий амфиболитовой фации развивался при  $P_{общ} = 2-5$  кбар. В целом термодинамический режим прогрессивного, а также, судя по локальному образованию кианита в зонах кислотного выщелачивания, регрессивного этапов регионального метаморфизма пород Пана-Куолаярвинской зоны относятся к дистен-силлиманитовому типу.

Метаморфизм супракрустальных комплексов Кукаозерской зоны осуществляется в условиях амфиболитовой фации ( $T = 500-680^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 5-8$  кбар). Он относится к наиболее высокobarическим сериям квантит-силлиманитового фациального типа (серии  $B_2$  по Глебовицкому, 1973). Полученные результаты позволяют предполагать возрастание термодинамического градиента метаморфизма (уменьшение глубинности) по простиранию Северо-Карельского пояса карелид от Кукаозерской к Куоляярвинской структурной зоне.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ СУННАГИНСКОГО РАЙОНА  
ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ШИТА  
(А.Н.Зедгенизов, М.В.Болдырев)

Выделение метаморфических формаций и их картирование вытекает из представления Н.С.Шатского о фациальной сопряженности парагенетических групп в породных ассоциациях и эмпирического закона А.Грессли об увеличении разнообразия фаций в вертикальном направлении снизу вверх. Предлагаемый способ (Грессли-Шатского) реализуется в следующей последовательности выделения формационных подразделений:



Реализация способа Грессли-Шатского находит свое адекватное решение в математических моделях анализа качественных признаков Б.Г.Миркина и в математических методах анализа геологических структур Ф.А.Усманова.

С помощью разработанного способа в качестве примера произведен формационный анализ пестрых по литологическому составу ар-

хейских метаморфических образований Суннагинского района восточной части Алданского щита. На составленной авторами карте Суннагинского района способом Грессли-Шатского масштаба 1:200 000 выделены следующие формационные подразделения

Мегакомплексы	Комплексы	Объемная мощность, * км
Инфракрустальный	-	II-III
Супракрустальный	Нижний	0,6 - 2
	Средний	0,9 - 1,0
	Верхний	0,2 - 0,4

#### Инфракрустальный мегакомплекс

китогнейсами, содержащими маломощные тела кристаллосланцев основного состава. Супракрустальный мегакомплекс подразделяется на три комплекса (формационных ряда): нижний, средний и верхний, коррелирующиеся как по составу, так и по возрастной последовательности с иенгурской и желтулинской сериями Д.С.Коржинского соответственно. Возрастные отношения между комплексами определяются последовательностью между слагающими их четырьмя формационными группами, вытекающей, согласно А.Грессли, из упорядочения формаций в сторону разнообразия парагенетических групп (фаций). Состав формационных групп и формаций определяется типом фациальных соотношений между парагенетическими группами (пачками) в породных ассоциациях с учетом характера пространственного распределения последних. Число породных ассоциаций обусловлено числом ассоциаций из пяти пачек: глиноземистой, чернокитовой, пироксеновой, известковистой и карбонатной. Состав и число пачек (как происхождения пород) вытекает из сравнения между собой парагенезисов (сонахождения горных пород). В последние входят такие породы, которые не образуют пачек (фиксируются только в сонахождении) и не образуют фациальных взаимоотношений в породных ассоциациях. К таковым относятся небольшие тела метабазитов и метабазитов.

Соотношение выделенных формационных подразделений иллюстрируется на геолого-геофизическом разрезе, построенном с учетом

\* Наименьшая величина из трех измерений объема.

объемного распределения плотностных неоднородностей. На разрезе, как и на карте, устанавливается, что инфракрустальный комплекс залегает в основании супракрустального мегакомплекса и имеет с последним тектонические соотношения.

ЭВОЛЮЦИОННЫЙ ТРЕНД ПАРАМЕТРОВ МЕТАМОРФИЗМА  
ГРАНУЛИТОВ АЛДАНО-СТАНОВОГО РЕГИОНА  
(В.И.Кигул)

В результате полевых и лабораторных исследований, выполненных в Институте геологии ЯФ СО АН СССР совместно с Институтом экспериментальной минералогии АН СССР (Л.Л.Перчук, Л.Я.Аранович, К.К.Подлесский, И.В.Лаврентьева, В.Ю.Герасимов, В.В.Федькин) и Института тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР (Л.П.Карсаков, Н.В.Бердников), получены многочисленные данные по минералогии и петрографии гранулитов, главным образом метapelитов Алдано-Станового региона. Обобщение и анализ этих данных позволили рассмотреть закономерности изменения состава минералов в гранулитах разных геоструктур региона с учетом их химической неоднородности и зональности, подробно охарактеризовать реакционные взаимоотношения между минералами и с помощью методов минералогической геотермометрии и исследования флюидных включений в минералах, а также термодинамических расчетов, определить Р-Т-параметры и летучести  $H_2O$  и  $CO_2$  в ходе структурно-метаморфической эволюции гранулитов. В результате впервые для Алданского щита реконструирован эволюционный тренд параметров метаморфизма гранулитов Алданского массива и Сивакано-Токского блока.

На диаграмме Р-Т точки, отражающие сопряженные изменения параметров Р и Т, закономерно группируются в виде узкой полосы в пределах полей устойчивости Сил и, отчасти, Анд вблизи линии равновесия Сил-Ки (рис. 1). Отчетливо намечающаяся траектория Р-Т-параметров представляет собой обобщенный тренд метаморфической эволюции гранулитов на регрессивном этапе, поскольку она иллюстрирует усредненные данные для различных геоструктур региона и показания различных минералогических геотермобарометров.

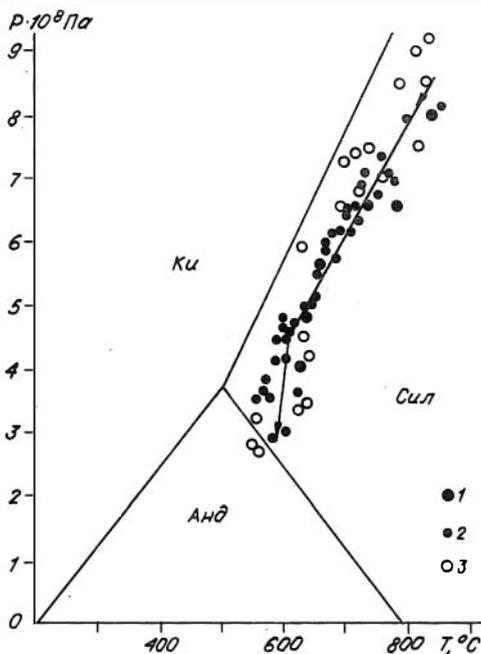


Рис. 1. Обобщенный P-T тренд метаморфической эволюции гранулитов Алдано-Станового региона (линия со стрелкой указывает направление эволюции).

Значение параметров P и T: 1 - полученные путем комбинационных данных минералогической термометрии с плотностными характеристиками жидкой углекислоты в образцах метapelитов из Сутамского блока; 2 - вычисленные по Корд-Гр и Пл-Гр геотермобарометрам; 3 - определенные по Рп-Гр геотермобарометру. Равновесия полиморфов  $Al_2SiO_5$  по Холдэвею (Holdaway, 1971).

#### СОДЕРЖАНИЕ ЛЕТУЧИХ КОМПОНЕНТОВ В КОРДИЕРИТАХ КАК ИНДИКАТОР ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА МЕТАМОРФИЗМА

(Н.В.Попов, А.А.Томиленко)

Как известно (Лепезин, 1983; 1984), летучие компоненты, входящие в каналы Корд, отражают условия его образования. При вторичных преобразованиях (без перекристаллизации) наиболее эффек-

тивно может измениться состав летучих при температуре выше  $600^{\circ}\text{C}$ . Поэтому анализы летучих из Корд соответствуют составу флюида при метаморфизме или наиболее высокотемпературном диафторезе в амфиболитовой фации и выше.

Исследованные Корд отобраны из четырех районов Алданского щита, которые соответствуют разным субфациям глубинности (в основном по давлению и в меньшей мере по температуре) и разной истории геодинамического развития. Наиболее глубинные условия охарактеризованы

глубинности представлена 3 пробами из нижнего течения рек Сутам и Учур. Нимырский блок пониженного давления охарактеризован 3 пробами береговых обнажений р.Алдан. Переходная зона между субфациями пониженного и умеренного давления проходит приблизительно по реке Тимптон и охарактеризована 5 анализами. В этой же зоне наиболее интенсивно проявлены тектонические процессы разного возраста – Тимптонский надвиг, Иджеко–Нуямская, Иджекская и Тьрканская зоны разломов (Дук и др., 1986). Для сравнения исследовался менее глубинный Корд из мигматитов Гармского блока (Таджикистан).

Анализы летучих выполнены на газовом хроматографе ЛХМ–8МД. Методика анализа и показатели режима его работы приведены в работе Г.Г.Лепезина и др. (1983). Навеска для интервального анализа составляла 40–160 мг. Эксперименты выполнены в процессе последовательного двухступенчатого нагревания образцов при  $800$  и  $1000^{\circ}\text{C}$ . Время выдержки в печи при заданной температуре для всех образцов одинаковое (20 мин).

Относительные (при данном режиме) количества выделившихся газов приведены в табл. I. Для одной из проб (340–78) мы можем, благодаря любезности Г.Г.Лепезина, привести полный анализ:  $\text{CO}_2$  – 1,3;  $\text{H}_2\text{O}$  – 0,9;  $\text{N}_2$  – 0,1;  $\text{CO}$  – 0,1 мас. %, который получен нагреванием при  $1000^{\circ}\text{C}$  в течение 2 часов фракции размером 0,3–0,4 мм. Данные из таблицы вынесены на треугольные диаграммы  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-(\text{N}_2+\text{H}_2+\text{CO})$  и  $\text{N}_2-\text{H}_2-\text{CO}$  (рис. 2). На диаграммах видно, что преобладающими летучими в Корд являются  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$ . Большинство точек группируется примерно посередине линии  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ . Исключение составляют кордиериты из наиболее глубинного Сутамского блока с повышенными содержаниями  $\text{CO}_2$ , более водные кордиериты отобраны из Нимырского блока пониженных давлений и отдельные анализы из по-

Относительное содержание газов (мг/кг), выделившихся из кордиеритов, отношения компонентов, абсолютное содержание  $H_2O$  и железистость

№ п/п	Номер образца	$CO_2$	$H_2O$	$H_2$	$N_2$	$CH_4$	$CO$	$K_2CO_3$	$CO_2/H_2O$	$K_2N_2$	$C/H$	$H_2O^+$ , % f, %
1	99-77	8493,3	1708,5	24,0	76,0	9,4	1541,0	0,8	5,0	0,006	13,8	0,26 12,9
2	176-77	2158,0	3365,0	14,3	31,0	5,0	120,9	0,4	0,6	0,005	1,7	0,51 15,5
3	174-77	5492,0	2667,6	0,0	39,0	сл.	131,1	0,7	2,1	0,005	5,3	0,38 15,7
4	173-77	5840,8	1534,3	сл.	20,1	сл.	241,3	0,8	3,8	0,003	10,0	0,88 14,1
5	194-77	4247,1	8276,0	сл.	142,7	0,0	187,9	0,3	0,5	0,01	1,3	- -
6	83-75	4979,0	3353,6	сл.	38,4	0,0	229,0	0,6	1,5	0,004	3,9	- 27,6
7	77-79	2017,0	5916,0	22,4	26,0	0,0	40,4	0,3	0,3	0,003	0,8	0,30 22,5
8	82-79	5273,1	4642,7	8,3	718,6	сл.	272,0	0,5	1,1	0,07	3,0	0,70 24,7
9	82-79	3919,0	4020,0	0,0	560,9	0,0	283,0	0,5	1,0	0,07	2,7	- -
10	46 <sup>в</sup> -76	6302,0	5312,0	сл.	1057,0	0,0	464,1	0,5	1,2	0,08	3,3	0,60 30,4
11	42 <sup>б</sup> -76	3570,0	3609,0	8,4	45,0	сл.	117,2	0,5	1,0	0,006	2,5	0,55 -
12	340-78	7709,4	4606,2	0,0	365,4	0,0	423,6	0,6	1,7	0,03	4,5	0,41 25,3
13	333-78	1998,4	2033,4	0,0	50,4	0,0	195,2	0,5	1,0	0,01	2,9	0,31 26,2
14	42-80	1752,7	6117,1	29,0	32,3	0,0	223,2	0,2	0,3	0,004	0,8	0,49 25,9
15	39-80	391,5	3184,7	0,0	24,2	0,0	28,6	0,1	0,1	0,007	0,3	- -
16	-"-	902,0	4353,0	23,0	42,8	0,0	122,1	0,2	0,2	0,009	0,6	0,44 37,6
17	-"-	891,5	5008,0	38,3	49,4	сл.	147,5	0,2	0,2	0,008	0,5	- -
18	78-80	2680,0	3997,4	сл.	87,0	0,0	234,6	0,4	0,7	0,01	1,9	0,34 32,4
19	102 <sup>в</sup> -82	611,4	2011,6	24,0	0,0	0,0	89,5	0,3	0,3	-	0,8	0,66 -

Примечание.  $O_2$  во всех анализах не определялся.  $H_2O^+$  — определено кулонометрическим методом в ИГ ЯФ СО АН СССР (аналитик Д.А. Кулагина); № 1-5 — р. Сутам (1 — Тас-Юрях, 2-4 — Колбокон, 2-5 — Низовья Сутама); № 6-11 — р. Тимптон (6 — Улахан-Тарнах, 7-9 — низовье Тимптона, 10-11 — Хора-Юрех); № 12-13 — р. Учур (Отчугей-Бырай); № 14-18 — р. Алдан (14-17 — Курумкан, 14-18 — Чомполоо); № 19 — мр. Каратегин, р. Сангикар (Таджикистан).

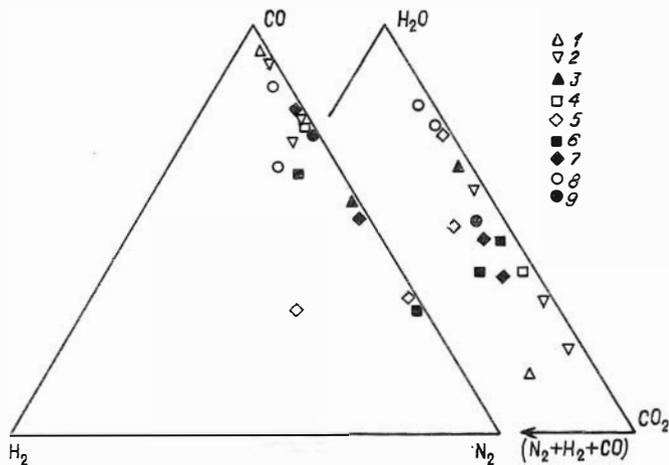


Рис. 2. Соотношение содержаний газов из кордиеритов Сутамского блока р. Сутам повышенных давлений: 1 — Тас-Юрях, 2 — Колбокон; умеренных давлений: 3 — Низовье Сутама; переходной зоны, р. Тимптон, 4 — Улахан-Тарнах, 5 — Хора-Юрех, 6 — устье, р. Учур, 7 — Отчугей-Бырай; пониженных давлений: р. Алдан, 8 — Курумкан, 9 — Чомполоо.

род других субфаций, вероятно диафторированных.

Диаграмма  $N_2-H_2-CO$  (см. рис. 2) характеризует соотношение восстановленных газов и азота. В большинстве проб преобладает  $CO$ . Наибольший интерес представляют повышенные значения коэффициента  $K_{N_2}$ , а также — относительных содержаний  $N_2$ , реже  $H_2$  (см. табл. I). Такие результаты характерны для большинства Корд из тектонически активной зоны по р. Тимптон, для проб нижнего течения рек Сутам (вблизи Иджеко-Нуямской зоны разломов) и Учур. В последнем случае образец 340-78 взят из района, в котором неизвестны древние зоны нарушений подобные перечисленным,

хотя древнейшие зоны разломов (типа Тимптонского надвига) выявляются только при целенаправленных специальных исследованиях с применением структурно-петрологического анализа, который в данном районе не проводился.

Таким образом, повышенные отношения в Корд С/Н (см. табл. I) или  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  (см. рис. 2) прямо коррелируются с глубиной их образования. Увеличение содержаний азота и иногда  $\text{CO}$  характерно для кордьеритов из тектонически активных зон.

## ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ОЛОНДИНСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА

(А.П.Смелов, Н.В.Попов, Н.Н.Добрецов)

Восстановление эволюции Р-Т-параметров метаморфизма и их связи с геодинамическими условиями формирования архейских образований гранит-зеленокаменных областей (в нашем случае Олекминской) требует тщательного комплексного изучения опорных полигонов, характеризующих участки земной коры со специфическим формационным составом. Одним из таких объектов являются верхнеархейские (2960 млн лет) вулканогенные образования Олондинской структуры, которые, по мнению большинства исследователей, являются аналогами типичных Зеленокаменных поясов. Отсутствие детальной геологической основы на эту территорию порождает многочисленные дискуссии по поводу расчленения и последовательности формирования толщ.

Известно, что Олондинский зеленокаменный пояс в плане представляет собой  $v$  - образную структуру, выполненную метаморфитами вулканогенно-осадочного происхождения. Метавулканы варьируют по составу от ультраосновных - основных (коматииты, базальтовые коматииты, толеитовые базальты) до средних и кислых (андезиты, дациты и соответствующие им пирокластические образования). В подчиненном количестве присутствуют метапесчаники, метаалевролиты, высокоглиноземистые сланцы. Контакт зеленокаменных образований с вмещающими их биотитовыми и биотит-амфиболовыми плагиогнейсами (серыми гнейсами) и мигматитами олекминского комплекса тектонический, местами "залеченный" гранитами.

Здесь мы представляем данные, полученные авторами в процессе крупномасштабного структурно-петрологического картирования

северной части Олондинской структуры. Были уточнены границы пояса, некоторые детали строения (рис. 3) и намечена его структурная эволюция, в общих чертах согласующаяся с предложенной А.Л.Харитоновым (Другова и др., 1983).

Первые изоклиналильные складки деформируют литологические границы и сопровождаются кристаллизационной сланцеватостью во всех типах вулканитов, в том числе и коматиитов. Осевые поверхности этих складок в западной и восточных ветвях структуры, вероятно, были ориентированы субгоризонтально. Второй этап складчатости выразился в формировании сжатых складок с углом между крыльями около  $30^{\circ}$ , деформирующих раннюю кристаллизационную сланцеватость. Шарниры последних полого ( $10-30^{\circ}$ ) погружаются на юго-запад в восточной и на юго-восток в западной ветви структуры. Осевые поверхности крутые и имеют западные падения в западной ветви и юго-восточные — в восточной. Именно эта складчатость наиболее интенсивно проявлена и определяет общий структурный облик ветвей пояса. Последние представляют собой, в разрезе, фрагменты сложноскладчатой структуры, образованной в результате сочетания килевидных складок.

Значительно сложнее обстоит дело с восстановлением деформационной истории в области сочленения обеих ветвей пояса. Статистически недостаточное количество данных по ориентировкам ранней линейности и шарниров изоклиналильных складок не позволяет установить кинематический план проявленных здесь деформаций и тем самым провести корреляцию складчатых форм во всех частях пояса. Поэтому ограничимся лишь общим описанием структур. В зоне сочленения устанавливаются, по изгибанию ранней сланцеватости, складки с разной степенью сжатости, с крутыми осевыми поверхностями и шарнирами. Структурные исследования, проведенные в районе первого крупного притока р.Тарынг-Юрях, позволили установить, что в нижнем ее течении развиты сжатые складки с углами между крыльями около  $60^{\circ}$ . Осевые поверхности погружаются на запад под углом  $75^{\circ}$ , а ось складчатости — на северо-запад под углом  $60^{\circ}$ . В районе среднего течения этого ручья, по характеру ориентировки полюсов сланцеватости устанавливается крупная коническая складка с субвертикальной осью вращения.

К наиболее поздним деформациям, фиксируемым в пределах пояса, относятся открытые складки с субгоризонтальными осевыми по-

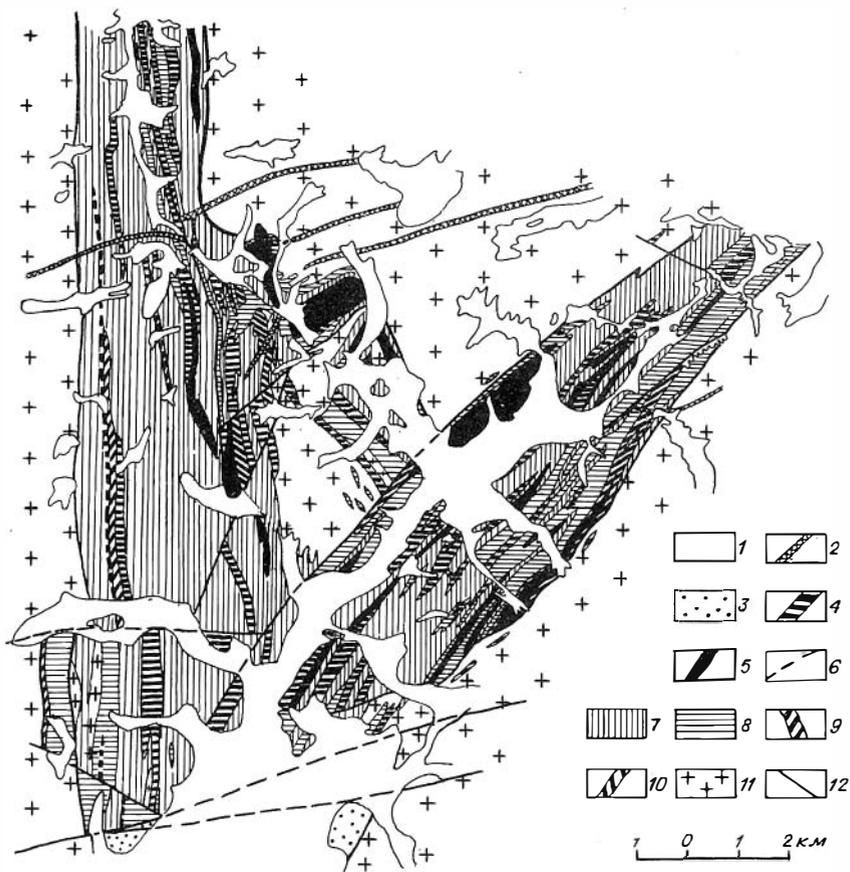


Рис. 3. Геологическая карта Олондинского зеленокаменного пояса. I - четвертичные флювиогляциальные отложения, 2 - дайки габбро-норитов, габбро-диабазов, 3 - осадочные отложения удоканской серии, 4 - силлы габбро-амфиболитов и горнблендитов, 5 - оливиниты, серпентиниты, Та-Амф-Карб сланцы, 6 - пачки пиритизированных переслаивающихся амфиболитов, гранатовых амфиболитов, микрогнейсов и высокоглиноземистых сланцев, 7 - микрогнейсы (метаандезиты), 8 - амфиболиты (метабазальты), 9 - высокомагнезиальные амфиболовые сланцы, 10 - высокомагнезиальные хлоритовые сланцы, 11 - гранито-гнейсы олекминского комплекса и плагиограниты, нерасчлененные, 12 - разрывные нарушения.

верхностями и шарнирами. Структурный рисунок пояса осложнен разновозрастными разрывными нарушениями.

Опираясь на геологические, структурные, петрографические и петрохимические данные, мы попытались восстановить стратиграфическую последовательность формирования вулканогенно-осадочных и интрузивных образований. Наиболее полный разрез, поддающийся реконструкции, имеется в восточной и западной ветвях пояса, вблизи зоны их сочленения. Разрез состоит из трех пачек разного вещественного состава. Нижняя пачка сложена полосчатыми, разной лейкократности амфиболовыми сланцами (петрохимические аналоги магнезиальных базальтов, базальтов и андезито-базальтов), чередующимися с ультрамафитами. Последние представлены Та-Трем-Карб сланцами, оливинитами, Та-Ол породами. По характеру главных, редких и редкоземельных элементов они соответствуют коматиитам. Об этом же свидетельствуют и сохранившиеся местами текстуры пиллоу-лав (обнажение восточнее оз.Токко) и реликты закалочных структур (обнажение района Красная Горка и др.), хотя природа последних во многом дискуссионна. Среди амфиболовых сланцев основного состава отмечаются редкие маломощные прослои и линзы железистых (иногда с Gr) кварцитов. Та-Трем-Карб сланцы местами интенсивно сульфидизированы, причем такие участки имеют отчетливую линзовидную форму.

Средняя пачка представлена Амф и Би-Амф микрогнейсами и сланцами (метаандезиты, реже метадациты), эффузивная природа которых подчеркивается реликтами порфировых выделений Пл. Среди метаандезитов наблюдаются редкие маломощные прослои амфиболовых сланцев. Встречаются отдельные согласные тела ультраосновных пород (коматиитов). Прослои сульфидизированных гранатовых амфиболитов, ставролит-гранатовых сланцев и гранатитов отмечены также в ассоциации с высокомагнезиальными амфиболовыми сланцами.

Верхняя пачка состоит, примерно в равных соотношениях, из метатуфопесчаников, метапесчаников (реже метавулканитов среднего и кислого состава) и ультраосновных пород (иногда с сохранившимися закалочными структурами). В метатуфопесчаниках и метапесчаниках местами отчетливо видно ритмичное строение, которое подчеркивается прослоями с карбонатным цементом. На контактах коматиитов и метатуфопесчаников повсеместно отмечаются мелкозернистые Амф-Серп породы, похожие на высокомагнезиальные сланцы из

нижних частей разреза амфиболитовой пачки. Аналогичные породы отмечены в маломощных дайках, секущих коматииты.

Присутствие в разрезах всех трех пачек согласных доскладчатых тел гипербазитов коматиитовой серии усложняет проблему становления олондинского комплекса, а сквозной или периодичный характер проявления ультрабазитового магматизма является предметом отдельного обсуждения. Вероятно, в нижних частях разреза преобладают коматииты, сменяющиеся к верхам разреза пикритами.

Собственно олондинский этап формирования комплекса завершают многочисленные силы дифференцированных габбро, представленные телами массивных габбро-амфиболитов и горнблендитов интрузивного облика, которые приурочены главным образом к границам пачек.

В последующем отложении пояса были прорваны многочисленными телами гранитов и гранодиоритов, относительное время формирования которых требует еще своего уточнения. Развитие комплекса завершается внедрением постскладчатых даек высокотитанистых диабазов, габбро-диабазов, габбро-норитов.

#### ОЛОНДИНСКИЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЙ ПОЯС (Г.М.Другова)

Новые петрохимические и геохимические исследования Олондинского зеленокаменного пояса (Вост. Сибирь), проводившиеся ИГТД АН СССР совместно с ИГЕМ АН СССР (И.С.Пухтель), показали, что вулканогенный комплекс делится на 4 серии - ультраосновную - коматиитовую, ультраосновную - пикритовую, основную - толеитовую и серию среднего - кислого состава - известково-щелочную (андезит-дацитовую). Составление разрезов через Олондинскую структуру позволяет утверждать, что западный контакт менее тектонически нарушен, чем восточный, и там породы залегают в стратиграфической последовательности (верховье руч.Пегматитового, южнее долины руч.Медвежьего). Разрез представлен (снизу вверх) метавулканитами основного и ультраосновного состава, выше по разрезу - средние метавулканиты с прослоями основных, еще выше - средние и кислые метавулканиты, а вблизи русла р.Олондо (верхняя часть разреза) появляются в небольшом количестве метаосадоч-

ные и кластогенные породы (туфобрекчи, граувакки, метаалевролиты). По всему разрезу встречаются согласные пластовые тела метагабброидов.

Ультраосновные метавулканыты представлены коматиитовой и пикритовой сериями<sup>\*</sup>, которые разобщены в разрезе. Коматиитовая серия приурочена к нижней части разреза, залегая в виде разлинзованных маломощных прослоев (до 120 м мощности), перемежаясь с метатолитами. Породы пикритовой серии встречены в верхней части толлеитовой толщи (западный хребет над оз.Сточным, правобережье р.Токко) в виде согласных линзовидных тел и в виде даек в нижней части разреза. По своему составу и коматиитовая, и пикритовая серии являются высокомагнезиальными. Однако коматиитовая серия обладает при этом повышенной титанистостью, более высокой железистостью, повышенным содержанием кальция и несколько повышенным содержанием щелочей по сравнению с коматиитовой серией. Все эти особенности хорошо выявляются при исследовании ультраосновных метавулканиитов с помощью факторного анализа (рис. 4, 5). На факторных диаграммах обе группы вулканиитов дают не перекрывающиеся обособленные поля. Кроме того, пикритовая серия характеризуется другими содержаниями малых элементов по сравнению с коматиитовой, в частности повышенным содержанием иттрия и циркония, и резко отличается по содержанию и распределению РЗЭ (данные И.С.Пухтеля). Для коматиитовой серии характерны отношения малых элементов, близких к хондритам, для пикритовой серии они заметно отличаются от хондритовых.

Петрография пород обеих серий сходна - и те, и другие породы - плотные зеленоватые мелкозернистые, состоящие из Амф (ряда Трем-Акт и Кум), небольшого количества Хл и окислов железа. В условиях метаморфизма эпидот-амфиболитовой и низкотемпературной амфиболитовой фации, которые испытали вулканииты (за исключением одного случая - находки реликта Мп) первичные магматические минералы не сохраняются. Однако в породах пикритовой серии постоянно присутствует обогащенная непрозрачным микрозернистым

---

<sup>\*</sup> Петрохимическое разделение этих серий проведено ранее Н.Л.Добрецовым и др. (см. Геохимия вулканиитов разных геодинамических обстановок. - Новосибирск: Наука, 1986). (Прим. ред.).

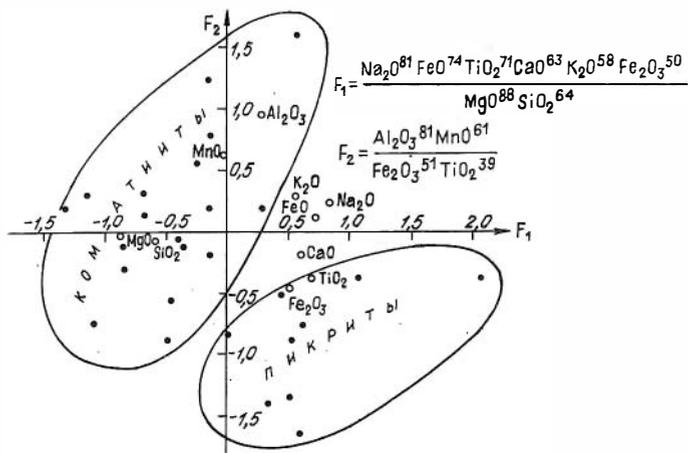


Рис. 4. Компонентная диаграмма ультраосновных метавулканитов Олондинского зеленокаменного пояса.  
 $F_1$  (65,7%),  $F_2$  (17,1%)  
 компоненты, числа в скобках – вес компоненты.

рудным веществом центральная часть амфиболовых зерен (титаномагнетит), края же зерен – чистые, лишённые рудной пыли; значительно чаще, чем в коматиитах, в пикритах появляются перекристаллизованные участки – более крупнозернистые, в виде жилков и неправильных участков.

Необходимо отметить, что с породами пикритовой серии в Олондинской структуре ассоциируются толеиты, также обогащенные Ti и Fe. Такое закономерное изменение состава излившейся магмы со временем – в начале процесса коматиитовой и толеитовой, затем пикритовой и толеитовой, а уже затем – известково-щелочной – дает возможность предполагать изменение глубины магматического источника (и состава образующейся магматической жидкости), глубоко расположенного в мантии, глубину которого, используя экспериментальные данные Рингвуда (1975), Ягутца (1979), Рябчикова (1984), можно оценить в 100–120 км. После этого мантийная активность затухает, глубина мантийных источников увеличивается, но одновременно прогревается, расплавляется и активизируется верх-

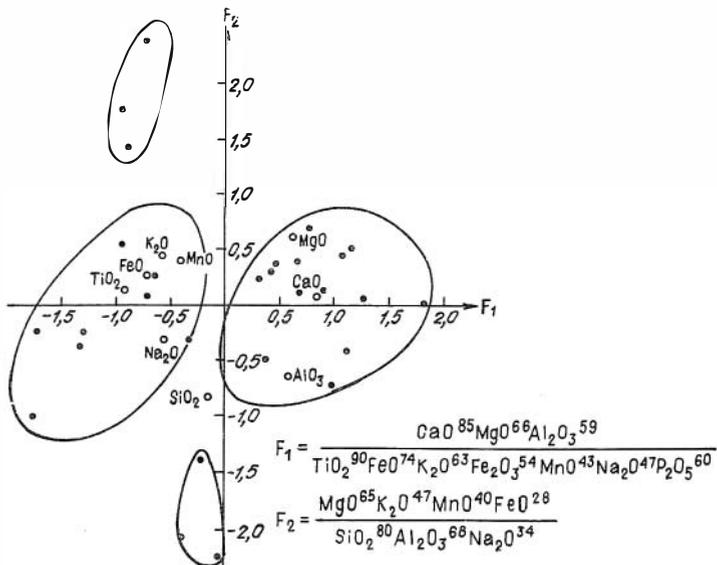


Рис. 5. Компонентная диаграмма метатолитов Олондинского зеленокаменного пояса. Выделяются два больших поля - высокотитанистых толеитов (слева) и низкотитанистых толеитов (справа), два меньших по размеру поля включают породы, переходные к андезитам (внизу) и толеиты повышенной железистости (дайки) в верхней части диаграммы. Вклад  $F_1$  - 51,5 %,  $F_2$  - 22,7 %.

няя часть мантии и нижняя часть сиалической коры, участие материала которой в формировании известково-щелочной серии, заключающей вулканическую деятельность в Олондинском поясе, несомненно.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ПЕТРОЛОГИИ БАЗАЛЬТОВ  
И КОМАТИТОВ АРХЕЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ  
ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

(С.Б.Лобач-Жученко, Б.И.Малюк, Н.А.Арестова, И.Н.Крылов)

1. При петрологическом анализе использован модельный подход, направленный на выяснение роли различных минералов при фракционной кристаллизации родоначальных расплавов, связи базальтов и коматиитов, природы родоначальных расплавов. Анализ петрохимии и геохимии вулканитов проводился: 1 - путем сравнения с рассчитанной серией теоретических трендов фракционирования в координатах  $MgO$  - окисел, 2 - путем сопоставления трендов реальных компонентных диаграмм с трендами, выявленными в результате факторного анализа экспериментальных данных, 3 - методом последовательного моделирования по содержанию редких элементов. Последний метод позволил также подойти к вопросу гомогенности - гетерогенности мантии. Данные о содержании редких элементов получены рентгеноспектральным методом (ИПТД АН СССР), редкоземельных элементов (РЗЭ) - радиохимическим нейтронно-активационным методом (ЛГУ).

2. Преобладающим трендом при дифференциации базальтовых магм, не зависящим от стратиграфического и географического положения, является "железистый", обусловленный фракционированием  $Ol$ ,  $Pl$  и  $Mp$  при  $P = 0-3$  кбар. Кристаллизация под контролем  $Ol$  и  $Mp$  ("глиноземистый" или "коматиитовый" тренд) при давлениях 10-15 кбар обнаружена в поясах КМА, Шилосской структуре Карелии и в Чертомлыкской структуре Приднепровья. Толеиты зеленокаменных структур различаются "длиной" однотипных трендов дифференциации, выявляемой на диаграмме  $ti - Zr$ ; из изученных структуральной дифференциацией характеризуются толеиты Шилосской структуры. Для толеитов выявлен ряд осложняющих трендов, обусловленных фракционированием или аккумуляцией  $Pl$  либо  $Mp$ , а также - метасоматическими процессами. Так, в базальтах Костомукшской структуры Карелии и Сурской структуры Приднепровья главная зависимость между элементами при факторном анализе определяется перераспределением (или привнесом?)  $Fe$ . Локально, в полициклических поясах в базальтах проявлен известково-щелочной или "буэновский" тренд, появление которого обусловлено повышением дугитивности

кислорода или фракционированием при  $P = 5-10$  кбар под контролем Мп или Ол.

3. Важной проблемой является связь толеитов и пород коматиитовой серии. Сопоставление средних составов коматиитовых базальтов и рассчитанной исходной магмы для толеитов показывает общность состава на примере Приднепровья. Об этом же свидетельствует непрерывный тренд на компонентной диаграмме толеитов и коматиитов Чертомлыкской структуры этой области. Ранее (Малки, 1986) было показано, что исходные магмы толеитов могут быть получены при фракционной кристаллизации магм пироксеновых коматиитов при  $P = 10$  кбар под контролем Ол и Мп. Моделирование по редким и РЗЭ подтверждает этот вариант. Обедненность литофильными элементами базальтов и коматиитов Восточной Карелии и Полмос-Порос также поддерживает эту концепцию.

В то же время, толеиты многих других зеленокаменных структур связи с коматиитами не обнаруживают. Можно предположить, что подобные толеиты возникли иным путем. Выдвигается модель образования толеитов за счет плавления эклогитов, возникших в ходе частичного плавления мантийных перидотитов на ранних стадиях развития Земли.

4. Анализ содержаний Rb, Sr, Y, Zr, Ti, P, Ni, Cr в metabазальтах показал, что они не являются геохимическими аналогами современных базальтов различных геотектонических структур. Повышенные содержания K и Rb связаны с метаморфизмом; вариации содержаний определяются степенью переработки базальтов. Содержание Sr в целом близко к его содержанию в океанических базальтах. Содержание Y и Zr варьирует, но практически везде оно ниже, чем в базальтах океанов, и приближается к таковым базальтов островных дуг. По содержанию Ti и P базальты варьируют значительно, что подтверждает наличие разных по минеральному составу трендов фракционирования, соответствуя частично океаническим, а частично - островодужным базальтам. Повышенными содержаниями Ni архейские базальты отличаются как от островодужных, так и от внутриплитных базальтов (как толеитовых, так и известково-щелочных). Содержание Cr значительно варьирует, перекрывая вариации в современных базальтах, и отражает, по-видимому, разнообразие петрогенетических механизмов (этот вывод получен и при использовании диаграммы Cr - Y).

5. Анализ содержания и распределения РЗЭ в базальтах и коматититах показывает, что формирование вулканитов осуществлялось с помощью различных процессов последовательного плавления и фракционирования. Для Палаламбинской структуры Карелии наблюдаемое геохимическое разнообразие согласуется со следующей комбинацией процессов: 1 – 10 % плавления мантии (х2 хондрит) при  $P < 25$  кбар с последующим фракционированием Ол; 2 – 50 % плавления мантии при  $P = 35$  кбар с последующим фракционированием Ол (26 %), Ол + Мп (50 %) и 3 – 25 % плавления мантии при  $P > 25$  кбар (расплав – пироксеновый коматит) с последующим частичным плавлением рестита, представленного перидотитом (расплав – перидотитовый коматит).

При любых механизмах представляется очевидной гетерогенность источника по степени его обедненности литофильными элементами под зеленокаменными поясами Восточной Карелии и Кольского полуострова в сравнении с Западной и Центральной Карелией.

#### ГЕОЛОГИЯ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

(В.П.Чекулаев, А.Н.Берковский, В.Д.Колий,  
Е.М.Крестин, С.Б.Лобач-Бученко, С.И.Рыбаков, А.А.Сиворонов)

В фундаменте платформы зеленокаменные пояса участвуют в строении таких характерных докембрийских структур, как гранит-зеленокаменные (Карельская, Курская, Среднеприднепровская и ряд более мелких) и гранулит-зеленокаменные (Кольская) области.

Структурно-тектонический анализ фундамента платформы, проведенный на основе геофизических данных и материалов опорного бурения, в сочетании с выявленным их возрастным и формационным сходством, позволил предположить, что указанные области являются, по-видимому, частями когда-то единой архейской мегаструктуры или суперпояса. Входящие в состав суперпояса гранит-зеленокаменные области, имеющие форму овалов и занимающие примерно одинаковое геологическое положение, характеризуются общими и индивидуальными особенностями, проявляющимися в строении земной коры, составе и структуре фундамента зеленокаменных поясов, составе зеленокаменного комплекса, в характере последующей структурно-метаморфической эволюции.

1. Земная кора всех гранит-зеленокаменных областей характеризуется близкими значениями мощностей, укладывающихся в диапазон 30–45 км и соответствующих средним мощностям континентальной земной коры. Зафиксированные значительные утолщения коры (до 50 и даже до 68 км) имеются только в западной части Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области. Минимальные мощности коры (около 30 км) и соответствующие им поднятия мантии приурочены, как правило, к центральным частям областей.

Подошва частных зеленокаменных структур обычно располагается на глубинах 4–6 км и только в редких случаях она предполагается на глубинах до 9 км. Учитывая значительно большие вариации мощности коры, можно говорить о примерно одинаковой глубине эрозионного среза, а также об отсутствии видимой связи между мощностью коры и масштабами или интенсивностью эндогенных процессов.

2. Геохронологические данные по зеленокаменным поясам указывают на позднеархейский (2,7–3,2 млрд лет) возраст слагающих их вулканитов.

3. По прямым геологическим и по косвенным петрологическим данным устанавливается сиалический состав фундамента зеленокаменных поясов, присутствующего в виде реликтов среди разнообразных по составу и происхождению гранитоидов, значительная часть которых является плутонической составляющей зеленокаменных структурно-формационных комплексов.

4. Во всех областях на современном эрозионном срезе зеленокаменные комплексы занимают в среднем не более 10 %, при этом размеры частных зеленокаменных структур чрезвычайно сильно варьируют (от нескольких метров до первых сотен километров в длину). Мелкие и многочисленные структуры характерны для центральной и Западной Карелии и часто сложены вулканогенно-терригенными образованиями и вулканитами удаленных фаций, а наиболее крупные, как правило, представляют собой сохранившиеся части палеовулканических структур, приуроченных к зонам магмоподводящих каналов.

Среднеприднепровская гранит-зеленокаменная область отличается обособленностью и непостоянством форм зеленокаменных структур, а также значительным объемом слагающих их вулканитов, что связано в основном со сравнительно глубоким (до 9 км) залеганием подошвы структур.

5. В строении полных разрезов зеленокаменных поясов участвуют два резко различных по формационному составу и строению комплекса: существенно вулканогенный (собственно зеленокаменный) и залегающий на нем с четко или неясно выраженным структурным несогласием осадочный (гимольская, белозерская серии и др.).

Качественный состав вулканогенной составляющей зеленокаменных комплексов практически одинаков и представлен перидотитовыми коматиитами, коматиитовыми и толеитовыми базальтами, вулканиитами среднего и кислого состава натровой серии. В то же время выделяются Восточно-Карельская и Западно-Карельская зоны и Михайловско-Белгородский пояс КМА, не содержащие в разрезах андезитов (бимодальный вулканизм).

От 40 до 70 % разрезов составляют толеитовые базальты, что позволяет рассматривать зеленокаменные пояса в качестве структур фемического профиля.

В строении зеленокаменных комплексов участвуют формации различных типов, но закономерного распределения их по латерали или по вертикали не наблюдается. Общими элементами для всех зеленокаменных поясов являются развитие формаций коматиит-толеитового типа, а также общаягомодромная тенденция эволюции вулканизма.

6. Для всех гранит-зеленокаменных областей устанавливается сложность и гетерогенность в пространстве структурно-метаморфической эволюции зеленокаменных комплексов, при этом выявляется очевидная связь главных структурно-метаморфических преобразований зеленокаменных пород с процессами ультраметаморфизма, реоморфизма и диапиризма гнейсо-гранитных комплексов фундамента в результате восходящих движений в соответствии с моделью декомпрессионно-диссипативного механизма гранитного магмообразования. Такая направленность эндогенных процессов обусловила преимущественно зональный характер метаморфических и структурных преобразований, причем последние явились следствием главным образом увеличения объема гнейсо-гранитных ареалов и привели к значительной, а часто и к кардинальной перестройке первичных форм залегания вулканических серий. Наблюдаемая гетерогенность структурно-метаморфических преобразований как в пределах одной области, так и в разных областях, определяется масштабами и интенсивностью процессов ультраметаморфизма в ареалах, а также характером

(полициклическим или моноциклическим) эндогенного развития.

Для Кольской, Карельской и Курской областей устанавливается полициклический характер развития. Соответственно здесь сложно и неоднократно метаморфизованы и деформированы зеленокаменные комплексы с переходами от преобладающих высокоградиентных режимов к режимам умеренных и повышенных давлений. Отличительной особенностью Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области является моноциклический характер и сравнительно слабая степень структурной и метаморфической переработки зеленокаменных комплексов. Метаморфизм не превышал эпидот-амфиболитовой фации низких давлений, что находится в соответствии с одноактным и не столь интенсивным, как в других областях, ультраметаморфизмом в породах основания.

Устанавливаемая связь структурно-метаморфических преобразований зеленокаменных пород с характером эндогенного развития области в целом подтверждается некоторыми существенными особенностями строения гранит-зеленокаменных областей. Полициклический характер таких преобразований (Кольская, Карельская и Курская области) сочетается, с одной стороны, с интенсивным неоднократным региональным проявлением ультраметаморфизма, а с другой стороны, - неоднократным проявлением вулканизма, включая нижнепротерозойский, наследующего одни и те же структуры. В Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области устанавливается вулканизм практически одного временного уровня, сочетающийся с моноциклическим характером эндогенного развития.

Выявляется определенная обратная зависимость между интенсивностью ультраметаморфических преобразований и масштабами кислого интрузивного магматизма, очень широко проявленного в Среднеприднепровской области, несколько меньше - в Курской и совсем незначительно - в Карельской гранит-зеленокаменной области, что указывает на увеличивающуюся с севера на юг глубину уровня гранитного магмообразования или (что практически то же самое) увеличение в северном направлении теплового потока.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЯ  
И ВИТИМО-МУЙСКОГО РАЙОНА

(А.А.Шафеев)

Большой фактический материал подтверждает мнение о покровно-чешуйчатом стиле тектоники юго-западного замыкания Олоkitского синклиория. Детально описан и откартирован ряд надвиговых структур (Горбылакский, Унгдарский, Тыйский и др.). Характерной их особенностью является широкое развитие бластомилонитов как в автохтоне, так и в породах аллохтона. Непосредственно в зоне сместителя широко представлены филлониты с фукситом, а иногда также блоки (тектонические пакеты) апогипербазитов (серпентиниты, актинолититы и др.). Это свидетельствует о синхронности времени формирования большинства крупных надвигов с развитием офиолитовых покровов, которые на данном эрозионном срезе здесь практически не сохранились.

Блоково-чешуйчатый стиль структуры района заставляет принципиально по-новому подходить к вопросам стратификации развитых здесь докембрийских толщ. Фактически речь может идти о "тектоностратиграфии", т.е. установлении нормальной последовательности в отдельных блоках, пластинах и последующей межблоковой корреляции разрезов, с широким привлечением данных по метаморфической периодизации.

Из крупных стратиграфических элементов, различающихся по составу и особенностям проявления метаморфизма в Сев. Прибайкалье, выделяются следующие комплексы (толщи, серии, свиты):

- Комплекс основания (чуйская толща, AR?) - гнейсы, мигматиты, амфиболиты, гранатовые амфиболиты, гнейсо-граниты. Метаморфизм - гранулитовый с широко проявленным высокотемпературным диафорезом в амфиболитовой фации (мигматизация, гранитизация), а местами также более поздним метаморфизмом **кианит-силлиманитового** типа.

- Нюрундуканская толща (  $PR_1?$  ) - преимущественно метабазиты и комагматичные им метагабброиды, сменяющиеся вверх по разрезу метаморфизованными терригенными образованиями. Метаморфизм - высокие ступени амфиболитовой фации (мигматизация, гранитизация). В направлении на северо-восток (правобережье р. Кичеры) степень метаморфизма пород нюрундуканской толщи понижается.

- Авкитская (иловирьская) свита (  $R_1?$  ) - кварциты, глиноземистые кварциты и сланцы с Ки, Гр, Сил. Метаморфизм зональный, кианит-силлиманитового типа, меняющийся в широком диапазоне. Местами (правобережье р. Холодной) отмечается фельдшпатизация (мигматизация).

- Олокитская серия (  $R_{2-3}?$  ). Ее разрез начинается с известной тыйской свиты, сложенной зелеными хлорит-актинолитовыми сланцами, конгломератами (реки Тулуokit, Октолокит), с горизонтами магнетитовых и гематитовых кварцитов. Выше располагается мощная толща карбонатно-терригенно-сланцевых пород, расчленяемых на ряд свит (итыкитская, олокитская, асектамурская и др.). Метаморфизм зональный, от зеленосланцевой фации (преимущественно) до эпидот-амфиболитовой. Тип метаморфизма (андалузит- или кианит-сланцевый) пока точно не установлен. Имеются предварительные данные о проявлении самостоятельного этапа метаморфизма, охватившего только породы тыйской свиты и не проявленного в вышележащих карбонатно-терригенно-сланцевых толщах рифея.

- Холоднинская свита (  $v$  ). Красноцветные конгломераты, песчаники, алевролиты. Метаморфизм не выше пренит-пумпеллитовой фации.

Доказана полная идентичность - как по составу, так и по особенностям проявления метаморфизма - нюрундуканской толщии Сев. Прибайкалья и келянской - Среднего Витима. В той и другой толщах присутствуют значительные по мощности горизонты кислых метавулканитов и (редко) - кремнисто-углеродистых сланцев. Интенсивно метаморфизованные базиты нюрундуканской толщии Сев. Прибайкалья в направлении на восток-северо-восток довольно резко сменяются слабометаморфизованными разновидностями. Точно так же келянская толща, почти повсеместно метаморфизованная весьма незначительно, в отдельных локальных зонах мигматизирована, гранитизирована (реки Усть-Урях, Челолек, Витим ниже устья р. Ниж. Орлов и др.).

Для решения вопроса о соотношении и возрасте келянской и делюн-уранской толщ исключительно важное значение имеют конгломераты, впервые выявленные В.В.Левитским (1980) по р.Ниж. Орлов. Эти конгломераты были прослежены нами непрерывной полосой от верховьев р.Ниж. Орлов до р.Таллоя (45-50 км). При этом было установлено, что конгломераты по простиранию сменяются вначале зелеными Хл-Акт сланцами "медвежьего" типа (р.Усть-Урях), а затем - мицдалекаменными metabазальтами (р.Таллоя выше устья р.Девочанды). Конгломераты в этом горизонте отмечаются только в бассейне р.Ниж. Орлов, причем в составе резко преобладают эффузивы келянской свиты. Важно, что конгломераты и сменяющие их по простиранию Хл-Акт сланцы и metabазальты перекрывают уже метаморфизованные, мигматизированные метавулканиды келянской свиты, а сами - метаморфизованы весьма незначительно (не выше биотит-гранатовой субфации зеленосланцевой фации). Таким образом, здесь, по Среднему Витиму, отчетливо фиксируется стратиграфическое и метаморфическое несогласие между вулканогенной келянской толщей и вышележащей делюн-уранской серией. Базальные слои последней - упомянутые выше метаконгломераты и Хл-Акт сланцы - достаточно уверенно сопоставляются с медвежьей свитой Патомского нагорья. Другие корреляции менее убедительны: углеродистые сланцы и метапесчаники, залегающие выше горизонта (свиты) метаконгломератов и Хл-Акт сланцев, могут соответствовать "ущемленному" разрезу баллаганакской подсерии патомской серии, а вышележащие мощные пачки кристаллических известняков - бодайбоканской (маринской) свите Мамско-Бодайбинского синклиория.

### ЭКЛОГИТЫ СЕВЕРО-МУЙСКОЙ ГЛЫБЫ (СРЕДНЕ-ВИТИМСКАЯ ГОРНАЯ ОБЛАСТЬ)

(Н.Ф.Габов)

Наличие эклогит-гнейсовых серий в древних метаморфических поясах имеет важное значение для палеометаморфических реконструкций и расшифровки общей эволюции геологического развития, в частности, при решении вопросов о положении блоков, глыб или пластин архейского фундамента в областях более молодой складча-

тости. Примером таких блоков в байкалидах Западного Забайкалья может служить Муйская глыба, которая находится внутри Байкало-Муйского офиолитового пояса, в месте его разворота с северо-восточного на северо-западное простирание.

В строении Северо-Муйской глыбы принимают участие высоко-метаморфизованные, предположительно архейские породы с типичным планом складчатых структур северо-восточного простирания, резко отличного от юго-восточного простирания окаймляющих ее пород муйской серии. До настоящего времени по вопросу о стратиграфии, строении метаморфизованных толщ и их возраста нет единого мнения.

С помощью геологических, петрохимических и минералогических методов мы детально изучали как сами эклогиты, так и вмещающие их породы (Габов, Добрецов, Кушев, 1984). Главные итоги проведенных работ сводятся к следующему:

1. Все исследованные основные типы пород эклогит-гнейсовой серии являются докембрийскими и приурочены к краевым или линейным зонам крупных структур, а также к формациям зон сочленения.

2. Эклогиты, по-существу, являются реликтовыми образованиями. Они интенсивно замещаются при более позднем наложенном диафторезе, обнаруживая неравновесие с окружающими породами и стремление прийти к состоянию, соответствующему степени метаморфизма вмещающих их пород.

3. Вмещающие эклогиты, сланцы и гнейсы гранат-слюдяного состава соответствуют метаморфизованным осадочным породам, метаграуваккам, относительно бедных кальцием, но обогащенных глиноземом с примерно равным соотношением  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ . Отличительной их особенностью является повышенное содержание  $\text{TiO}$ , возможно, за счет рутила из эклогитов.

4. По химизму эклогиты и апоэклогитовые гранатовые амфиболиты достаточно близки аналогичным породам Северного Казахстана и Актюза. Большинство анализов соответствует высокоглиноземистым и титанистым толеитам (типа трашпов).

Эклогиты представляют собой плотные, большей частью мелкозернистые и среднезернистые массивные породы, но при амфиболитизации в них появляется некоторая неоднородность или грубая пористость. Главные минералы (содержание в %) — Gr (35–40), П (40–60), Кв (2–10), Рут (1–5). Более поздние минералы Амф

(0-5), Цо (0-10), слюда (0-2). Гр относится к пироп-альмандиновому ряду с содержанием пироба 13-21 %, кальциевого компонента 20-31 %. П отвечает Омф с содержанием жадеитового компонента - 24-37 %. В измененных эклогитах Омф замещается Амф или симплектитовой каймой. Часто встречаются симплектит-эклогиты с полными псевдоморфозами симплектитов (Пл+Рог) по Омф. Во вмещающих эклогиты гранат-слюдистых сланцах и гнейсах устанавливаются следующие многоминеральные ассоциации: Гр+Рог+Пл+Кш+Му+Би+Кв; Гр+Рог+Би+Корд+Пл+Кв(Рут±Сф); Гр(зон.)+Би+Му+(Ки±Сил)+Пл+Кв(Рут, Сф); Гр(зон.+мелкий)+Би+Му+Пл+Кш+Кв(±Ки).

Зональность Гр и появление Му свидетельствуют о наложении более низкотемпературных ассоциаций эпидот-амфиболитовой фации Ки-Сил типа. Этим ассоциациям соответствуют только парагенезисы внешних зон эклогит-амфиболовых тел: Гр+Рог+Цо+Кв+Сф; Гр+Рог+Пл+Кв+Сф; Гр(зон.)+Рог(пойкил.)+Рог<sub>2</sub>(сине-зел.)+Рог<sub>3</sub>(симпл.)+Пл+Сф(Рут); Гр+Рог+Пл+Би+Кв+Сф.

Ассоциация с симплектитами и сине-зеленой Рог отражает несколько более ранний этап диафтореза. Геологические данные позволяют предположить, что положение регрессивного этапа происходило одновременно с бластомилонитизацией части гнейсов и мигматизацией. Сами же эклогиты, бесспорно, не соответствуют ассоциациям во вмещающих гнейсах и сланцах, которые по составу минералов и их парагенезису можно оценить как: I. T=650°C, P=6-7 кбар (около линии Ки-Сил-ранний этап). II. T=550-600°C, P=4-5 кбар (наложенный этап). По данным И.В.Козыревой и О.В.Авченко, в дистеновых гнейсах сохраняются ранние ассоциации, соответствующие T=650-700°C и P=8-9 кбар. В эклогитах, судя по составу Гр (до 30 % Са-компонента) и П (38 % жадеита) в ассоциации с Кв, давление составило не менее 25 кбар при T=750°C. Учитывая модели фазового перехода габбро-эклогит, можно уверенно говорить об образовании эклогитов в условиях выше линии перехода гранулит в эклогит на соответствующих диаграммах.

Приведенные материалы - положение эклогитов как отдельных тел или цепочек, приуроченных к зонам, несущим признаки сильных тектонических деформаций, бластомилонитизации и интенсивного диафтореза, наряду с новыми данными о сложном покровном строении района (Добрецов и др., 1981; Габов, Картавченко, 1984), и сходством их положения с эклогитами в докембрийских массивах Ев-

ропы (Добрецов и др., 1984) – позволяют предположить, что в Муйской глыбе эклогитовые тела, вероятно, приурочены к подошвам крупных надвиговых структур и являются отторженцами более глубоких толщ.

ПРОБЛЕМЫ СТРУКТУРЫ, МЕТАМОРФИЗМА  
И СТРАТИГРАФИИ МАКСЮТОВСКОГО КОМПЛЕКСА ЮЖНОГО УРАЛА  
(Г.Г.Дук)

Глаукофанзеленосланцевые комплексы в последние десятилетия выявлены не только на Урале, но и в Алтае–Саянской, Тянь–Шаньской складчатых областях, где эклогиты развиты не столь широко, встречаясь либо в зонах серпентинитового меланжа, либо в небольших по размерам тектонических блоках. Однако основание (фундамент) глаукофанзеленосланцевых комплексов для этих складчатых поясов до сих пор не установлено. Более того, несмотря на многочисленные публикации последних лет, многие закономерности строения высокобарических поясов – их внутренняя структура, стратиграфия, взаимоотношения отдельных типов метаморфизма друг с другом, с разновозрастными офиолитовыми сериями, природа высокобарического метаморфизма, наконец, его возраст, – до сих пор остаются дискуссионными.

Отсутствие нормальных стратиграфических контактов в областях широкого развития покровно–надвиговых структур, к которым принадлежат все, без исключения, высокобарические метаморфические пояса, вызывает необходимость создания на базе современного структурного анализа теоретических моделей стратиграфического разреза, а точнее – моделей глубинного строения земной коры в тектонотипических областях.

В этом отношении максютовский комплекс Южного Урала, который практически содержит все известные типы высокобарических ассоциаций, является благоприятным объектом для реставрации их первичных соотношений.

Ранее (Добрецов, 1974; Ленных, 1977) все зеленосланцевые свиты максютовского комплекса рассматривались как продукты глубокого диафтореза высокобарических парагенезисов. В последние годы В.И.Ленных (1985) выявил, что в его составе присутствуют

две тектонические пластины: верхняя — зеленосланцевая, с офиолитами (сильно редуцированными) в основании, и нижняя — эклогитовая. Исследования Г.Г.Дук, проведенные на Карояновском участке летом 1986 г. совместно с В.И.Ленных и Ю.Н.Кошевым, подтвердили эту точку зрения.

Реставрация на основе структурного анализа самых ранних палеоструктур максютовского комплекса позволяет сделать вывод об их субмеридиональной ориентировке, сохранившейся фрагментарно в поздних линейных сложных структурах субширотного направления. Формирование самых поздних изобарических парагенезисов эклогитов и зеленых сланцев следует отнести ко времени первой, субмеридиональной, совместной складчатости поверхности их тектонического контакта. Следовательно, сами по себе поздние субширотные структуры различного генезиса, в том числе и покровные, не имеют уже никакого отношения к формированию высокобарических парагенезисов.

По данным структурного анализа породы кмагузинской свиты ("белая" пачка слюдисто-полевошпатовых сланцев и кварцитов) формы поверхности тектонического контакта эклогитов и зеленых сланцев, смятой в поздние крупные изоклинальные (нередко сильно запрокинутые, почти лежащие) складки, что отчетливо видно на примере Карояновского участка. Получается, что "стратиграфически" кмагузинская свита располагается между эклогитами и зелеными сланцами.

По данным Rb-Sr изохронного метода возраст пород кмагузинской свиты определяется в 1100 млн лет (Добрецов, 1974), по данным  $\alpha$ -Pb метода — в 800 млн лет (Краснобаев, 1983). Если ее цирконы, как полагает А.А.Краснобаев, действительно магматогенного происхождения, что по наблюдениям Г.Г.Дук вполне вероятно (в эклогитах наблюдаются секундные инъекции, жилки гранитоидов, сходные по составу с породами кмагузинской свиты), то верхний возрастной предел формирования высокобарических ассоциаций 1100–800 млн лет, скорее всего, не моложе 1100 млн лет. Это значение абсолютного возраста, соответствующее гренвилльской эпохе тектономагматической активизации, наиболее вероятно и важно еще и потому, что именно с этого или близкого к нему времени начинается формирование офиолитов байкальского цикла складчатости.

Действительно, реликтовая обыкновенная магматическая роговая обманка ортосланцев из офиолитов в обрамлении Теректинского

горста (иногда наблюдаются их секущие жилы в глаукофанзеленосланцевом теректинском комплексе) по K-Ar методу дает 1090 млн лет, а поздний Акт - 740, 760 млн лет.

Микропалеонтологическими исследованиями во многих участках Урало-Тянь-Шаньско-Монгольского пояса повышенных давлений сейчас выявлен  $V-\epsilon_1$  возраст кремнисто-вулканогенных толщ, венчающих разрезы офиолитовых серий.

С учетом ранее известных геолого-петрологических материалов по высокобарическим поясам Урала, Алтае-Саянской, Южно-Тянь-Шаньской складчатых областей, а также новых данных по максютовскому комплексу, логично представить модель глубинного строения земной коры в этих поясах следующим образом: в основании такого "разреза" залегают эклогит-сланцевые, эклогит-глаукофансланцевые комплексы (свиты?), выше - отличные по составу Гл-Эп, Гл-Гр комплексы (свиты?), не являющиеся диафоритами по эклогитам, еще выше - Крос-Бар-Винч. Венчают такой "разрез" нормальные зеленосланцевые комплексы низких давлений с офиолитами в основании. В отдельных регионах Урало-Тянь-Шаньско-Монгольской складчатой системы фрагментарно развиты лишь отдельные части когда-то единого, высокобарического типа разреза земной коры.

В настоящее время для ряда складчатых областей Алтае-Саяна и Южного Тянь-Шаня выявлена приуроченность высокобарических ассоциаций именно к ядерным частям крупных брахиформ сложного внутреннего строения, а не к их интенсивно дислоцированным крыльям, осложненным надвигами, как это полагали для Урала В.В.Бутов и др. (1978). Периферические части таких структур сложены, как правило, сильно тектонически нарушенными зонами (часто это зоны тектонического меланжа), в которых по объему все же преобладают высокоградиентные прогрессивно метаморфизованные зеленосланцевые комплексы ( $V-\epsilon_1$ ) с офиолитами ( $R_{2-3}$ ?) в основании. Эта закономерность приобретает универсальный характер, подтверждаясь и на примере максютовского комплекса.

Структурно-метаморфические исследования высокобарических комплексов позволяют предполагать, что в основе природы латерального градиента давления лежит дополнительное тангенциальное сжатие (стресс) и соответственно - высокие в таких условиях  $\mu \text{Na}_2\text{O}$ ,  $\mu \text{H}_2\text{O}$ .

Таким образом, высокобарические пояса верхнего докембрия -

раннего палеозоя четко трассируют самую древнюю границу раскола Пангеи, локализуясь в разновозрастных рифтогенных зонах, сближенных, однако, в пространстве вблизи континентальных окраин.

Приведенные новые данные позволяют предполагать, что начиная уже, по-видимому, с  $R_1$  (1650–1700 млн лет, Н.Г.Удовкина, 1985 и др.) и до  $V$ – $\epsilon$  включительно, история развития крупнейшего Урало–Тянь–Шань–Монгольского линеймента характеризуется единой вещественной и структурно–метаморфической эволюцией. Начиная с ордовика (возможно с верхнего кембрия) для различных его фрагментов она, по-видимому, существенным образом дифференцировалась.

Следовательно, в рифейско–палеозойской истории развития Урало–Тянь–Шань–Монгольского пояса намечается два крупных древнейших этапа: ранний ( $R_1$ – $R_2$ ), характеризующийся низко градиентным режимом метаморфизма, и поздний ( $R_3$ – $V$ – $\epsilon_2$ ) – с высокоградиентным режимом метаморфизма.

#### ВЕНД–РАННЕПАЛЕЗОЙСКИЙ БАРЗАНГИНСКИЙ ОФИОЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС ЗЕРАВШАНО–ГИССАРСКОЙ СТРУКТУРНО–ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЫ (СФЗ) ЮЖНОГО ТЯНЬ–ШАНЯ

(Г.Г.Дук)

В Южном Тянь–Шане (Майлисуйский и Атбашинский районы) широко развиты разрезы офиолитовых ассоциаций, слагающих основание эвгеосинклиналильных зон. Возраст их до конца не выяснен. Для меланократового фундамента майлисуйской свиты он предполагается докембрийским (Макарычев, 1978), для самой майлисуйской свиты –  $D_2$ – $C_1$  (Христов, 1981).

Новые данные последних лет по Зеравшано–Гиссарской СФЗ, включая и результаты крупномасштабной геологической съемки, а также ранее известные материалы по Туркестано–Алтайской зоне, свидетельствуют о широком развитии в обеих зонах продуктов инициального вулканизма  $V$ – $\epsilon_1$  возраста.

Основной и ультраосновной состав эффузивов (часто – пикриты) барзангинской свиты, их ассоциация в единых структурных зонах с габбро–гипербазитами (сильно редуцированными для Зеравшано–Гиссарской СФЗ), однотипный, низкотемпературный, высокогра–

диентный характер метаморфизма (в отличие от низкоградиентных глаукофанзеленосланцевых комплексов) позволил автору объединить все эти породы в составе единого барзангинского офиолитового комплекса и предположить для него V-Є, возраст. Действительно, барзангинская свита является полным геолого-петрологическим аналогом чингинской свиты V-Є, выделяемой в самих верхах разрезов офиолитовых ассоциаций Западного Саяна (Добрецов, 1974).

Последними исследованиями установлено, что барзангинский псевдостратифицированный офиолитовый комплекс имеет в основании разреза сильно редуцированную альпинотипную формацию, состоящую из серпентинизированных дунитов, тремолит-серпентиновых пород и амфиболитов, представленных метагаббро, ортосланцами, которые нередко содержат реликты бурой роговой обманки, замещенной синне-зеленым амфиболом (типа паргасита - гастингсита), далее актинолитом и, иногда, биотитом. В этих породах щелочные амфиболы, такие как барруазит, кроссит, практически не встречаются. Наряду с указанными породами в этих же зеленосланцевых поясах наблюдаются афанитовые дайки основного состава, которые традиционно считаются карбонатными, хотя надежных доказательств их истинного возраста нет. Вполне возможно, что они могут относиться и к комплексу параллельных даек.

Барзангинская свита представлена кремнисто-вулканогенной ассоциацией пород, венчающей разрез офиолитовой серии. Она сложена различными метавулканитами (Акт, Алб-Эп-Акт-Хл, Хл-Эп-Алб сланцами), зелеными метатуфами среднего-основного состава, метапорфиритоидами, метаяшмами, различными слюдясто-хлоритовыми метапесчаниками, кварцитами, углеродистыми сланцами и доломитами.

Породы барзангинской свиты интенсивно метасоматически изменены: карбонатизированы, альбитизированы, окварцованы. В результате контактового метаморфизма в них широко распространены новообразованные Би и Гр.

При совместных исследованиях Г.Г.Дук с геологами-съемщиками Таджикской комплексной экспедиции установлено, что породы барзангинского офиолитового комплекса в пределах Зеравшано-Гиссарской СФЗ слагают три субширотные разобщенные полосы шириной 3-6 км и протяженностью 200-300 км, разделенные близкими по размерам полосами глаукофанзеленосланцевых пород.

В пределах каждой из выделенных полос породы нижней части разреза офиолитового комплекса более широко развиты в восточных их окончаниях; в центральных частях они представлены преимущественно метагаббро, ортосланцами; в западных - исчезают почти полностью.

Такая закономерность обусловлена двумя причинами:

1. Воздыманием всей структуры Зеравшано-Гиссарской СФЗ к востоку, где обнажаются наиболее глубокие сечения земной коры;

2. Более интенсивным развитием покровно-надвиговых структур именно в западной части Зеравшано-Гиссарской СФЗ, благодаря чему нижняя часть разреза офиолитового барзангинского комплекса оказалась практически уничтоженной, "расташенной" в зонах тектонического меланжа.

По нашим последним данным, породы офиолитового комплекса смяты в сильно сжатые субширотные линейные складки, в основе которых лежат более ранние пакеты мелких лежащих изоклиналиных складок субмеридиональной ориентировки. Этот структурный признак отличает барзангинскую свиту от более молодых ордовик-карбоновых образований и свидетельствует, по крайней мере, о доордовикском ее формировании.

Из кварц-серицитовых углисто-глинистых (графитизированных) сланцев барзангинской свиты в бассейне р. Чарби-Дара и в районе пос. Пичеф (центральная часть Зеравшано-Гиссарской СФЗ, бассейн р. Сардай-Миона) Г.Г. Лук в 1983 г. отобрала 12 образцов, в которых, по определению Н.С. Михайловой, комплекс микрофитофоссилий характеризуется 14 родами и 20 видами сферических и скафических акритарх, "бодайбиниями", силуэтными формами, фрагментами органических пленок, нитевидных водорослей (*Polysphaeroides* sp. и трубчатые трихомы) и вендотениц. В этом списке нет руководящих форм для верхнего рифея. Таким образом, возраст барзангинской свиты определяется Н.С. Михайловой как венд-нижний кембрий.

Представление "о силурийском возрасте проявления океанической стадии" в Зеравшано-Гиссаре и Восточном Алае (Макарьчев, 1978), полученное на основе материалов Э.А. Портнягина и др. (1973), а также А.С. Шадчина и др. (1970), следует пересмотреть в свете новых возрастных данных. В первом случае фауна была отобрана из зон тектонического меланжа, олистостром, столь характерных для покровно-чешуйчатой структуры всей Зеравшано-Гис-

сарской СФЗ. Указанные вторыми авторами метаморфические породы не относятся к офиолитовому комплексу, а их высокий метаморфизм имеет контактовую, а не региональную природу.

Все эти данные указывают на отсутствие "миграции геосинклинального режима" на протяжении позднего докембрия - позднего палеозоя с севера на юг, как это полагал Г.И.Макарычев (1978), но позволяют утверждать единообразную последовательность офиолитообразования в Туркестано-Алае и Зеравшано-Гиссарре. Причем ранний этап имел  $v-\epsilon_1$ , а поздний -  $D_2-c_1$  возраст.

### ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ЭКЛОГИТОВ ТЯНЬ-ШАНЯ

(Н.В.Соболев, В.С.Щацкий)

В результате комплексных петрографических, минералогических, термобарометрических, электронно-микроскопических и геохимических исследований выявлены отдельные этапы Р-Т эволюции эклогитов из метаморфических комплексов Киргизии (Кастекский хребет, Макбальское поднятие, Атбашинский хребет).

Установлен наложенный характер Гр в ряде эклогитов Атбашинского хребта и Макбальского поднятия. В эклогитах Атбашинского хребта Гр появляется в виде жил в матрице, состоящей из деформированных зерен Омф. Появление Гр сопровождается рекристаллизацией Омф и образованием водосодержащих минералов - Эп, Цо, Фен, Гл. Железистость Гр от центра к краю меняется от 9I до 64%. В то же время не наблюдается корреляция в изменении железистости Гр и П. Включения Омф в центральных частях зерен Гр имеют такую же величину железистости, как и краевые части зерен Омф из матрицы. Наряду с включениями Омф, в центральных частях зерен Гр идентифицированы включения Эп и Цо. Эти же минералы слагают отдельные жилки совместно с крупными зернами Омф. Между этими минералами наблюдаются равновесные соотношения.

Наложный характер Гр подтверждается неравновесным характером распределения редкоземельных элементов между П и Гр.

В эклогитах Макбальского поднятия мелкозернистую матрицу, состоящую из Омф, пересекают Гр-Карб жилки. Зональность в Гр имеет иной характер, чем в эклогитах Атбашинского хребта. От центра к краю увеличивается содержание Са компонента от 3I до

38 %, при этом железистость меняется от 91 до 82 %. Гр содержит включения кальцита.

Несмотря на то, что эклогиты Кастекского хребта входят в состав гнейсового комплекса, они имеют минералогические особенности, сближающие их с эклогитами Атбашинского хребта и Макбальского поднятия. Так, П характеризуются высоким отношением  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ , а Гр относятся к гроссуляр-альмандиновому ряду с железистостью, меняющейся от центра к краю от 90 до 88 %. Диафторез эклогитов проявляется в распаде Омф на П-Пл симплектит и появлении амфибола ряда роговой обманки.

Установление наложенного характера Гр в эклогитах Атбашинского хребта и Макбальского поднятия, позволяет по-новому рассматривать их Р-Т-эволюцию. На первом этапе породы основного состава были превращены в омфацилиты. Р-Т-параметры этого этапа не могут быть определены с достаточной степенью достоверности. На следующем, высокобарическом этапе, омфацилиты были деформированы и метаморфизованы при температурах 500–650°C и давлениях, превышающих 13 кбар, в условиях возраставшего  $P_{H_2O}$ , о чем свидетельствует появление таких минералов, как Гл, Цо, Эп, Фен, а также результаты изучения флюидных включений и реальной структуры минералов методом просвечивающей электронной микроскопии. О высоких давлениях  $P_{H_2O}$  при метаморфизме пород Атбашинского комплекса свидетельствует и присутствие среди вмещающих пород ассоциации Та+Фен+Гр+Амф+Кв+Хлд.

На высокобарические минеральные ассоциации накладывается метаморфизм зеленосланцевой фации, что выражается в появлении Хл и Акт.

Иной Р-Т-тренд намечается для пород Кастекского хребта. В отличие от эклогитов Макбальского поднятия и Атбашинского хребта, эклогиты Кастекского хребта после высокобарического метаморфизма ( $P=12-15$  кбар,  $T=450-550^{\circ}C$ ) претерпели метаморфизм в условиях амфиболитовой фации, о чем свидетельствуют парагенезисы вмещающих пород и характер изменения эклогитов.

Таким образом, если Р-Т-тренд эклогитов Кастекского хребта согласуется с моделью субдукции и последующего поднятия, то эволюция эклогитов Атбашинского хребта и Макбальского поднятия не укладывается в эту схему. Многократные процессы высокобари-

ческого метаморфизма, а также сохранение высокobarических низкотемпературных ассоциаций, позволяет связывать образование эклогитов с процессами надвигообразования.

КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ МАССОПЕРЕНОСА  
ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГЛАУКОФАНСЛАНЦЕВЫХ КОМПЛЕКСАХ  
(В.Б.Василенко, Л.Г.Кузнецова, Л.Д.Холодова)

На примере глаукофансланцевого метаморфизма особенно выпукло выглядит дилемма массопереноса при формировании метаморфической зональности: изохимический метаморфизм в условиях разных давлений или региональный метасоматоз, нивелирующий по давлению все парагенезисы глаукофеновых сланцев. По Н.Л.Добрецову (1974), в глаукофансланцевых комплексах от высоко- к низкobarическим выделяются глаукофансланцевая (характерный парагенезис Гл с Лавс), промежуточная (наличие либо Лавс, либо щелочных амфиболов: Гл, Крос, Винч и згирин-жадеитового пироксена хлоромеланита) и зеленосланцевая зоны.

Проведенные исследования показали, что проблема массопереноса не исчерпывается упомянутой дилеммой. Есть веские аргументы в пользу третьего пути: изохимический метаморфизм неоднородных по первичному составу пород, в наиболее щелочных разностях которых проявились щелочные амфиболы. Предыдущими работами, в том числе и нашими, неоднократно подтверждалась гипотеза об изохимичности глаукофансланцевого метаморфизма на том основании, что популяции зеленых сланцев неотличимы от популяций промежуточной или глаукофансланцевой зон. Однако, во-первых, при накоплении аналитических данных стало очевидным, что не во всех комплексах неотличимость составов популяций разной степени метаморфизма столь очевидна и, во-вторых, проверка на неотличимость тем чаще подтверждает нулевую гипотезу, чем сложнее сравниваемые популяции. Поэтому исследование массопереноса при метаморфизме мы начали с проверки на неоднородность изучаемых популяций путем применения динамического кластерного анализа, разработанного Е.Диде-ем (Diday, 1973), по программе, любезно предоставленной нам А.Ф.Белоусовым и А.С.Вакуленко (1986).

При наличии нескольких разновидностей в составе глаукофан-сланцевого комплекса может быть проверена гипотеза об информационной ценности критических парагенезисов с Гл для выяснения условий метаморфизма. Если в разных по составу разновидностях пород одного комплекса число образцов с критическими минералами разных зон не будет систематически изменяться, то, следовательно, эти критические парагенезисы не зависят от состава исходных пород и определяются факторами метаморфизма. Если же такие изменения будут иметь место, то следует признать влияние исходного состава на распространение критических минералов. Степень этого влияния в предложенной методологии решения проблемы массопереноса приобретает первостепенное значение.

Изученные нами глаукофансланцевые комплексы характеризуются наличием метаморфической зональности (Кузнецова, 1985). В Пенжинском хребте Северо-Западной Камчатки (Добрецов, Пономарева, 1968) и Куртушибинском поясе Западного Саяна (Добрецов, 1974; Добрецов, Пономарева, 1976; Василенко и др., 1980) представлены три зоны: глаукофансланцевая, промежуточная и зеленосланцевая. В Сусунайском хребте Южного Сахалина (Добрецов, 1974; Кузнецова, Василенко, 1986) и Теректинском горсте Горного Алтая (Дук, 1982) выделены промежуточная и зеленосланцевая зоны.

Изучение проводилось как путем сравнения по каждому из породообразующих окислов популяций метабазитов разных степеней метаморфизма, так и делением по алгоритму динамического кластера всех анализов данного комплекса на кластерные группы с последующим выяснением их отличий по химизму и степени метаморфизма. Полученные результаты сводятся к следующему.

Южный Сахалин. Средние содержания  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  значимо выше,  $\text{CaO}$  значимо ниже в популяции промежуточной зоны по сравнению с зеленосланцевой. Динамический кластер дал разбиение анализов по комплексу в целом на четыре группы (32, 28, 21 и 26 силикатных анализов в каждой). По химизму кластерные группы различаются по содержанию  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$  и  $\text{CaO}$ . Относительное количество анализов из популяций промежуточной зоны закономерно возрастает от 25 % в наиболее богатых  $\text{CaO}$  кластерных группах до 75 % в наиболее богатых щелочами, железом и титаном. Таким образом, применение динамического кластера оказалось оправданным, поскольку выявлены и уточнены те же законо-

мерности, которые вскрываются при сравнении популяций разных фаций. Это дает основание рассматривать кластерные группы как петрохимические популяции метабазитов и констатировать в данном случае тесную зависимость распространения критических минералов от состава пород. Следует заметить также, что тесная связь увеличения щелочности кластерных групп с содержанием в них  $\text{TiO}_2$  со всей определенностью свидетельствует о протометаморфогенном характере их химизма, хотя некоторое перераспределение щелочей внутри групп могло быть связано с метаморфизмом (Кузнецова, Василенко, 1986). В целом же подтверждается изохимический характер метаморфических преобразований в пределах комплекса.

Горный Алтай. Сравнение популяций промежуточной и зеленосланцевой зон показало, что первая отличается значимо более высоким содержанием  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . По алгоритму динамического кластера совокупность силикатных анализов метабазитов глаукофансланцевого комплекса разделена на четыре кластерные группы (97, 60, II и 57 анализов в каждой). Группа из 57 анализов нацело состоит из представителей зеленосланцевой популяции. Остальные группы содержат образцы зеленых сланцев в количестве 60 и 20 отн. %. По распределению средних значений породообразующих окислов зеленосланцевая кластер-группа значимо отличается от других более высокими содержаниями  $\text{SiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O}$  и низкими —  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ . Группа с наименьшим содержанием зеленых сланцев отличается наиболее высоким средним содержанием  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ .

Таким образом, признаки глаукофанового метаморфизма появляются в породах с более высоким содержанием  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$  и  $\text{MgO}$ .

Глаукофансланцевый комплекс Куртушибинского пояса представлен популяциями зеленосланцевой, промежуточной и глаукофансланцевой зон. Средние значения содержаний петрогенных окислов в разных зонах неразличимы, за исключением  $\text{Al}_2\text{O}_3$  которого значимо больше в зеленосланцевой зоне по сравнению с двумя другими. Вся совокупность силикатных анализов комплекса разделена на четыре кластерные группы, состоящие из 31, 20, 20 и 30 анализов в каждой, которые, соответственно, содержат 16, 30, 35 и 40 % образцов из зеленосланцевой популяции. Сравнение средних значений кластерных групп показывает значимое увеличение в наиболее глаукофанизированной группе  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$  и уменьше-

ние  $\text{CaO}$ . Распределение средних значений последнего особенно примечательно: все четыре группы по средним содержаниям  $\text{CaO}$  значительно отличаются с последовательным убыванием их величин от группы с наибольшим содержанием образцов промежуточной и глаукофансланцевой зон к группе с наименьшим их количеством.

В глаукофансланцевом комплексе Пенжинского хребта популяции зеленосланцевой, промежуточной и глаукофансланцевой зон по средним значениям породообразующих окислов неразличимы. Сравнение между собой кластерных групп показало, что группа, состоящая на 95 % из образцов промежуточной и глаукофансланцевой зон отличается от группы с 30 % образцов зеленосланцевой зоны большим содержанием  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  и меньшим  $\text{CaO}$ .

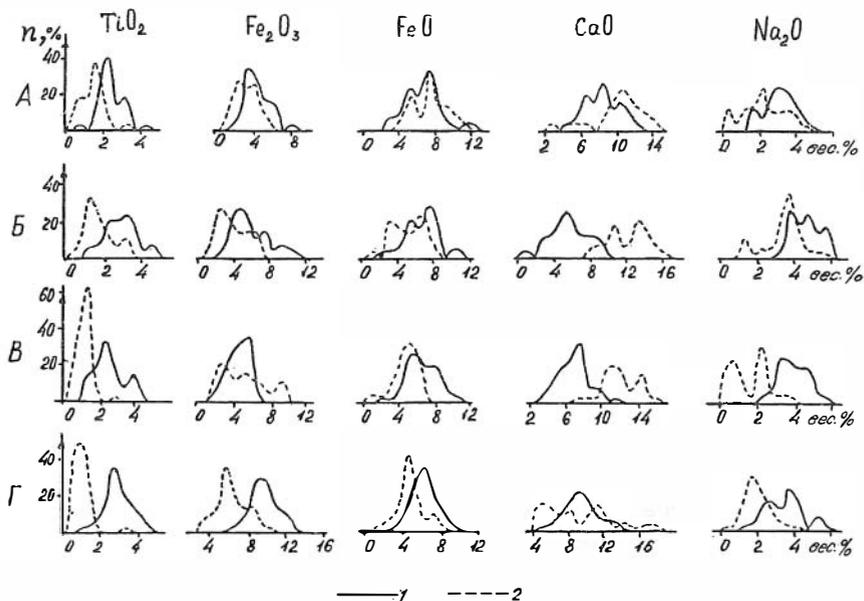


Рис. 6. Распределение значений породообразующих окислов в кластерных группах (1 - с минимальным, 2 - с максимальным содержанием зеленых сланцев) в глаукофансланцевых комплексах: А - Пенжинского хребта, Б - Куртушибинского пояса, В - Южного Сахалина, Г - Горного Алтая.

Подводя итоги применению динамического кластерного анализа, можно отметить, что полученные с его помощью кластерные группы образцов обнаруживают ту же тенденцию в изменении химизма пород, относимых к зеленосланцевой, промежуточной и глаукофансланцевой зонам, что и при межпопуляционных сравнениях, это подтверждает реальность составов полученных группировок.

В каждом глаукофансланцевом комплексе выделяются несколько кластерных групп образцов, отличающихся по содержанию  $TiO_2$ ,  $Na_2O$  и  $CaO$  таким образом, что увеличение в составе группы глаукофансодержащих образцов происходит параллельно с увеличением в них содержаний  $TiO_2$  и  $Na_2O$  и уменьшением  $CaO$  (рис. 6, 7). Поскольку имеются кластерные группы, целиком состоящие из зеленых сланцев или вовсе лишенные их, то отмеченная тенденция зависи-

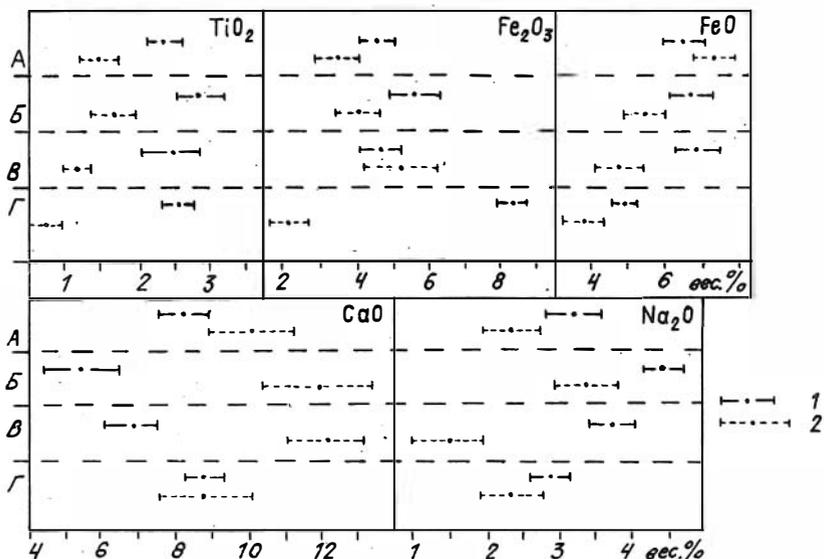


Рис. 7. Доверительные интервалы средних значений породообразующих окислов в кластерных группах (1 - с минимальным, 2 - с максимальным содержанием зеленых сланцев) в глаукофансланцевых комплексах: А - Пенжинского хребта, Б - Куртушбинского пояса, В - Южного Сахалина, Г - Горного Алтая.

мости степени глаукофанизации от химизма метаморфизуемого субстрата может быть распространена и на конечные точки процесса. Она объясняет не только расширение ареалов распространения глаукофана, но и его появление, при прочих равных условиях, в зависимости от состава метаморфизуемых пород. Тот факт, что во всех комплексах увеличение щелочности кластерных групп происходит с увеличением в них  $\text{TiO}_2$ , свидетельствует в пользу изохимического характера метаморфизма. Картирование по глаукофану будет выявлять не неоднородность условий метаморфизма, а пестроту состава метаморфизуемого субстрата. В рассмотренном случае - пестроту базальтоидов. Степень же метаморфической проработки отдельных комплексов скорее всего определяется режимом летучих, кинетикой метаморфических реакций и длительностью метаморфизма.

#### МЕТАМОРФИЗМ РАСТЯЖЕНИЯ

(С.Н.Иванов, А.И.Русин)

Концепция фациальных серий А.Мяширо, остро поставившая вопрос о связи метаморфизма с геодинамическими обстановками развития крупных структур земной коры, привлекла внимание прежде всего к метаморфическим событиям в орогенных поясах, формированию которых обусловлено режимом тектонического сжатия (островные дуги, активные окраины континентов, области коллизии плит). Постулируемая в ней прямая корреляция различной градиентности метаморфизма на конвергентных границах плит с плотностями тепловых потоков была принята не всеми, и для низкоградиентных режимов, в частности, большое признание получили более поздние обдукционные модели. Принципиальный же подход в аспекте мобилистских реконструкций оказался плодотворным и способствовал расширению знаний об орогенном метаморфизме в фанерозойских областях. Вместе с тем, традиционность представлений о полицикличности развития складчатых поясов, предполагающих повторяемость в них орогенеза, препятствовала выделению и обсуждению проблем метаморфизма, связанного с тектоникой растяжения. Такой метаморфизм впервые был установлен на Урале и, как показали проведенные исследования, является обязательным элементом складчатых областей, сформированных в полном крупном цикле развития литосферы.

В развитии интракратонных подвижных поясов уральского типа выделяется два периода, ранний из которых связан с тектоническим режимом растяжения (деструкция континентальной плиты, ее разрыв и образование океанической структуры), а поздний – сжатия (схождение литосферных плит, закрытие океанических и "позадидужных" бассейнов, орогенез). Особенности эндогенных процессов раннего периода стали выявляться лишь в последние годы в связи с усиленным изучением современных и палеорифтовых зон. Высокая плотность теплового потока в континентальных рифтах, вызванная, как полагают, внедрением в литосферу горячего разуплотненного материала мантии, обуславливает в нижних горизонтах коры и в верхней мантии метаморфические преобразования. В глубоко эродированных регионах, например на Урале, эти преобразования устанавливаются в блоках раннедокембрийского кристаллического фундамента (Тараташском, Уфалейском) и габбро-гипербазитовых массивах (Западный Войкар). Они представлены линейными зонами разнотемпературных (от гранулитовой до зеленосланцевой фаций) бластомилонитов, отмечающих плоскости латерального перемещения пластин при эндогенном утонении континентальной плиты. Развитие бластомилонитов в кристаллическом фундаменте устанавливается по скважинам и в прилегающих к Уралу районах Восточно-Европейской платформы. Разновременность формирования бластомилонитов, подтверждаемая радиологически, свидетельствует о неоднократной активизации рифтогенной структуры, совпадающей с эльсонским, гренвилльским и байкальским диастрофизмами.

Проявление разнотемпературных хрупкопластичных деформаций характерно для выходов раннедокембрийского кристаллического фундамента многих фанерозойских складчатых поясов. Линейные зоны бластомилонитов закартированы в Канской глыбе Енисейского края, известны в Шарьжалгайском выступе Сибирской платформы, в блоках кристаллического фундамента каледонид Скандинавии и других районах Аппалачско-Каледонского пояса. Не во всех случаях из-за отсутствия радиологических датировок с достаточной определенностью может быть доказана их рифтогенная природа, но целый ряд косвенных данных позволяет предполагать их связь с тектоникой растяжения. О пластичном состоянии вещества в корневых зонах рифтов свидетельствуют материалы по пространственному распределению и глубинам очагов землетрясений, геометрии выполаживающихся риф-

товых разломов в Северном море, Бискайском заливе, в провинции Бассейнов и Хребтов на западе США, обнаружение высокотемпературных бластомилонитов в керне пород фундамента континентального шельфа на значительном удалении от побережья Северной Норвегии.

Общими особенностями рифтогенного метаморфизма растяжения фундамента, как показывает совокупность имеющихся данных, являются наложенный (преимущественно регрессивный) характер преобразований в температурном интервале от гранулитовой до зеленосланцевой фации с локализацией Р-Т-условий в отдельных зонах, преобладание скоростей деформаций над перекристаллизацией и многоэтапность проявления. Предполагаются повышенные давления на предрифтовом этапе (при диасхизисе) с последующим их падением по мере эндогенного утонения плиты.

Прогрессивный метаморфизм растяжения характерен для рифтовой стадии развития подвижных поясов и связан с аномальным подъемом изотерм в рифтогенно-депресссионные комплексы, обусловленным внедрением мантийных и коровых выделок в процессе утонения континентальной плиты. На Урале наиболее древние рифтогенные формации, залегающие на наименее утоненном крае Восточно-Европейской плиты, лишь в нижних горизонтах затронуты метаморфическими преобразованиями на низкотемпературном уровне зеленосланцевой фации. Располагающиеся восточнее средне- и верхнерифейские толщи в отдельных зонах испытали прогрессивный зональный метаморфизм в режимах кианит- и андалузит-силлиманитовых серий. По времени этот метаморфизм примерно совпадает с этапами метаморфических преобразований в фундаменте, а комплексы умеренных давлений (Златоустовский, Западно-Ляпинский) оказываются более древними. Выявляется, пока не нашедшая достаточного обоснования, контрастность режимов метаморфизма.

Рифтогенный зональный метаморфизм может быть выделен во многих фанерозойских областях. Он узнается в рифейских формациях южного обрамления Сибирской платформы, мойнской и, видимо, дальредской сериях Шотландских нагорий, телемаркском комплексе Южной Норвегии, надгруппе Флер-де-Ли Ньюфаундленда, в позднепротерозойских формациях Голубых и Зеленых гор в Западных Аппалачах. В современных и слабо эродированных палеорифтовых зонах этот метаморфизм недоступен для непосредственного наблюдения.

Следует отметить, что для многих регионов имеются детальные

характеристики метаморфических зональностей в рифтогенных формациях, но повсеместно они ошибочно рассматривались как связанные с орогенным сжатием одного или нескольких геосинклинальных циклов и сопоставление их с зональными комплексами (собственно орогенных стадий развития подвижных поясов) не проводилось. Специальные исследования в этом плане, учитывающие специфику состава исходных толщ и особенности флюидного режима рифтогенной и орогенной стадий, могут привести к новым знаниям. Влияние орогенных событий и вероятность сохранности метаморфических комплексов, связанных с тектоникой растяжения, в различных областях неодинаковы. Однако при неполной коллизии континентальных плит, как например на Урале, доорогенные метаморфические события реконструируются достаточно определенно. Палеозойский орогенез здесь не приводит к существенным термальным преобразованиям рифтогенных метаморфических комплексов.

Причины—следственная взаимосвязь эндогенных процессов (тектонических, магматических, метаморфических) накладывает ограничения при разработке моделей эволюции процессов метаморфизма, требующие согласования их с основными этапами истории складчатых областей. Палеореконструкции же геодинамических режимов ранних этапов противоречат распространенным представлениям о возможности проявления в рифтогенных формациях лишь орогенного метаморфизма. Метаморфические события, предшествующие появлению океанических бассейнов в предистории складчатых областей и связанные с тектоникой растяжения, не менее значительны, чем собственно орогенный метаморфизм, и заслуживают серьезного обсуждения.

#### АНАЛИЗ ПОВЕДЕНИЯ ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ РЕАКЦИЯХ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

(В.В.Ревертатто, В.Ю.Колобов)

Тема, сформулированная в заглавии, рассматривалась на примере трех случаев контактового (вблизи габбро-монзонитового интрузивного массива на Алтае, около диоритового интрузива в штате Мэн, США и вблизи гранитоидного массива в Сангилене, Тува) и одного — регионального (комплекс Риоке, Япония) метаморфизма. Расчет уравнений химических реакций по реальным составам сосуществу-

ющих минералов с учетом их объемных соотношений в породах позволил проанализировать баланс петрогенных компонентов. Удалось установить, что объем, в котором происходило перераспределение вещества при метаморфизме, не превышал нескольких кубических сантиметров.

Лимитирующим фактором при метаморфических реакциях являлась диффузия компонентов. Скорости реакций при этом были так быстры по сравнению со скоростями диффузии, что локальное равновесие достигалось всюду в пределах участка, контролируемого определенным уровнем химических потенциалов, где происходил рост минеральных новообразований.

Ряд миграционной способности химических компонентов выглядит следующим образом: наименьшей подвижностью обладают Al и Ti, затем следуют Si, Ca, Mn, Mg, Fe, наиболее подвижны щелочи и вода. Эта последовательность подобна ряду дифференциальной подвижности компонентов Д.С.Коржинского.

Диффузионный перенос вещества при обычном изохимическом метаморфизме управляется градиентами химических потенциалов компонентов. Существенная разница давлений, плотностей, температур практически всегда имеет место в породах земной коры (особенно вблизи интрузивных магматических тел), однако течение флюида (фильтрация) становится возможным только в случае достаточной проницаемости среды. При диффузии движение веществ через поровую жидкость разнонаправленно, в том числе обычна встречная диффузия разных компонентов. При фильтрации движение преимущественно однонаправленное, что в химически неоднородных породах, неравновесных с флюидом, приводит, как правило, к выносу одних и привнесу других компонентов, т.е. к метасоматозу. Баланс вещества при реакциях с участием инфильтрационного метасоматоза может быть достигнут только в большом объеме.

Диффузионный метасоматоз от обычного метаморфизма, по-видимому, отличается только числом и типом взаимодействующих сред. В первом случае реагируют две соседние химически различные горные породы, обмен компонентами осуществляется посредством простой встречной диффузии, реакция и рост новообразований происходят в зоне контакта. Во втором случае, как правило, взаимодействуют соседние или рассеянные минеральные зерна и их агрегаты, растворенное вещество участвует в сложном встречно-перекрестном диффу-

зионном обмене между реагирующими фазами, новообразования растут на месте и за счет старых минералов.

Как и в случае обычного изохимического метаморфизма, объем, в котором происходит обмен компонентами и достигается полный баланс вещества, при диффузионном метасоматозе не должен быть большим. В противном случае разумно предположить, что транспорт вещества контролировался фильтрацией и имело место движение флюида в зоне контакта взаимодействующих пород.

### АНАЛИЗ ПОВЕДЕНИЯ ФТОРА ПРИ КОНТАКТОВОМ МЕТАМОРФИЗМЕ МЕТАПЕЛИТОВ

(В.Ю.Колобов, А.А.Кременецкий, В.В.Ревердатто)

Анализ поведения фтора при термальном метаморфизме метапелитов был выполнен на примере контактового ореола Харловского габбрового массива (предгорья Северо-Западного Алтая), в пределах которого ранее были проведены детальные минералогические и геохимические исследования.

Содержание фтора в породах определялось спектрофотозлектрическим методом (чувствительность - 0,005 мас. %). Выполнено 13 анализов роговиков из внутренней и средней зон контактового ореола, 7 анализов из внешней зоны и 13 анализов вмещающих пород. Выборки сравнивались при помощи параметрических и непараметрических критериев.

В результате сравнения установлено отсутствие значимых различий по содержанию фтора между роговиками внутренней и средней зоны ороговикоманными породами внешней зоны контактового ореола и окружающими сланцами (с вероятностью 95 %) и между общей выборкой пород контактового ореола и вмещающими породами (с вероятностью 95 % по критерию Фишера и с вероятностью 99 % по критериям Стьюдента и Пирсона).

Таким образом, представляется возможным сделать вывод о том, что в контактовом ореоле габбрового массива фтор характеризуется инертным поведением. При явлениях контактового метаморфизма метапелитов первичные концентрации фтора сохраняются неизменными. Полученные нами данные полностью согласуются с результатами выполненных ранее исследований по геохимии фтора в контактовых

ореолах интрузивов кислого и среднего состава.

Большинство исследований по геохимии контактового метаморфизма, в том числе и на примере термального ореола Харловского массива, свидетельствует об изохимическом (инертном) поведении порообразующих, рассеянных и редких компонентов, независимо от степени их подвижности или растворимости. Вместе с тем, исходя из общих соображений, следует ожидать, что при метаморфизме, сопровождаемом резким перепадом температур, перераспределение вещества в области прогрева должно было быть обычным явлением. Отсутствие такового при контактовом метаморфизме определяется особенностями кинетики минеральных превращений: 1) кратковременностью периода термического воздействия, 2) ростом новообразованных твердых фаз из очень небольшого объема исходного вещества породы при практически полном сохранении материального баланса, 3) частичном наследовании фрагментов кристаллической решетки исходных минералов в структуре растущих. Последнее, вероятно, имеет место в слюдах по типу трансформационных топотакических превращений в слоистых силикатах при диагенезе.

## РОЛЬ АНАТЕКСИСА И ВСПЛЫВАНИЯ КИСЛОЙ МАГМЫ ПРИ МЕХАНИЗМЕ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

(А.С.Калинин)

Образование гранитных расплавов в нижних частях земной коры и перемещение их в приповерхностные горизонты, представляет собой наиболее существенный процесс эволюции континентальной литосферы на стадии развития складчатых поясов. Этот процесс обусловлен поступлением в кору мантийного вещества (флюиды, расплавы) и тепловой энергии. В качестве модельной системы выбрана зона вертикального глубинного разлома, пронизываемая для потока флюида. Формирование магматической системы в разломе идет исключительно за счет концентрации потоков тепла и вещества в литосфере. Образование в коре кислых расплавов сопровождается их перемещением к поверхности (всплыванием). Ранее нами (Калинин, Ревердатто, 1983; 1984) подобный процесс исследовался в рамках так называемой "комбинированной модели", в которой одним из факторов плавления кислых пород было внедрение базальтовых расплавов ( $T=1100-$

1300°C) в основание верхней коры. В данной работе образование кислых расплавов рассматривается в рамках чисто флюидной модели без дополнительного влияния со стороны базальтовых интрузий.

Используется вариант модели глубинного разлома (Калинин, 1986), в котором ширина ( $2L$ ) на глубинах 0–40 км постоянна и равна 4 км, а ниже границы Мохо она линейно увеличивается до  $2L = 80$  км (на глубине 120 км), где располагается граница литосфера–астеносфера.  $T_{\text{фл}}^0$  – температура флюида – на нижней границе литосферы ( $H=120$  км) равна 1000°C и постоянна. Это несколько меньше температуры водонасыщенного солидуса перидотита, поэтому плавление ультрабазитового субстрата не происходит. Поступление водно-углекислого флюида задается на границе  $H$ , где  $q_{\text{фл}} = 5 \cdot 10^{-10} - 10^{-9}$  г/см<sup>2</sup>·с. Выше  $H$  и до 40 км  $q_{\text{фл}}$  растет пропорционально уменьшению  $2L$ . Плавление кислых пород будет начинаться на солидусе гранит +  $H_2O$  при любых соотношениях  $H_2O$  и  $CO_2$  во флюиде, но доля расплава будет различной. Начало всплывания гранитной магмы задано по условию через 5 млн лет после начала процесса. Как показали расчеты, изменение этого времени не влияет существенно на конечный результат. В частности, затормаживание его до 10 млн лет существенно изменяет динамику магмообразования в период 5–12 млн лет, но уже ко времени 15 млн лет различия (по сравнению с вариантом начала всплывания через 5 млн лет) практически отсутствуют. Результаты расчета модели на ЭВМ БЭСМ-6 приведены в табл. 2.

Анализ полученного материала позволяет сделать некоторые выводы. Во-первых, развитие процесса всплывания заметно изменяет положение гранитов в разрезе земной коры. Так, на время  $15 \cdot 10^6$  лет в случае простого аяатексиса они располагаются на глубине 10 км, а при действии механизма всплывания они поднимаются до глубины 6 км. Соответственно возрастает и температура верхней части расплава с 668 до 729°C. Во-вторых, скорость подъема магмы со временем падает (в период 5,4–5,5 млн лет наблюдается небольшой рост), что объясняется вступлением в боковое движение все более холодных пород за пределами разлома.

В целом расчеты показали эффективность механизма всплывания кислой магмы в рамках чисто флюидной модели гранитообразования.

Таблица 2

Распределение температуры в центральной части разлома

h	T <sub>0</sub>	T <sub>c</sub>	Без диапира			С диапиром				
			5 <sup>x</sup>	10	15	5,5	6	7	10	15
1	24	785	141	153	161	146	152	160	182	190
3	75	710	392	420	441	404	419	440	498	517
5	122	680	501	535	560	516	535	561	635	658
7	172	665	553	589	616	572	592	621	705	729
9	220	658	581	618	646	608	625	656	706	730
11	264	654	602	638	668	639	651	681	706	730
13	308	650	619	654	690	662	670	681	706	730
15	348	646	632	670	711	664	670	681	707	732
17	388	642	644	687	724	664	671	682	707	734
19	420	638	657	701	732	665	672	683	710	736

Примечание. h - глубина, км; T<sub>0</sub> - начальная температура пород; T<sub>c</sub> - температура солидуса гранит+H<sub>2</sub>O; x - время (млн лет) с начала концентрации потока в разломе.

### ВОЗМОЖНАЯ МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ ДРЕВНЕЙШИХ ВЫСОКОКАЛИЕВЫХ КИСЛЫХ ПОРОД

(С.А.Вишневский, Н.В.Попов)

Последние десятилетия знаменательны тем, что гипотеза аккреционного образования планет, долгое время бывшая достоянием главным образом планетологии и космохимии, получила широкое распространение в геологии, в том числе, и в тех ее отраслях, которые занимаются проблемами раннего докембрия. Осознание того факта, что все вещество Земли, прежде чем наступил этап документируемой геологической истории, было многократно преобразовано процессами коптогенеза, позволяет принципиально по-новому взглянуть на ряд неясных вопросов геологии докембрия. В рамках нового подхода мы попытаемся коснуться проблемы происхождения древнейших калиевых гранитов Земли.

Формирование фанерозойских калиевых риолитов связывается с

завершением орогенной стадии развития того или иного участка земной коры и с глубинными разломами. Аналогичные по составу породы известны также и среди раннедокембрийских образований. Их примерами могут послужить кислые вулканиты Дхарвар на Индийском щите и высококалиевые гранулиты на Алданском щите. Близко к последним примыкают гранито- и чарнокито-гнейсы Алданского щита, которые представляют собой древнейшие кислые метавулканиты, переслаивающиеся с подчиненными толеитовыми метабазами и образующие в совокупности резко бимодальную серию так называемого комплекса основания Нимнырского и Суннагинского блоков.

Вещественная аналогия молодых и древних кислых калиевых пород указывает, что вероятным источником фанерозойских риолитов могут служить высококалиевые породы фундамента складчатых областей, переплавление которых дает специфические кислые расплавы с высоким содержанием калия. Однако источник архейских высококалиевых пород, таких как метавулканиты (гранито-гнейсы) и высококалиевые гранулиты Алданского щита, или кислые вулканиты Дхарвар (последние представляют полные аналоги риолитов) — остается неизвестным.

Необычным выглядит и структурное положение некоторых калиевых пород в составе кристаллических толщ Алданского щита. Древнейшими породами кристаллических щитов обычно являются гнейсы тоналитового состава, т.е. в основной массе древнейший фундамент представлен средними натриевыми породами, образование которых за счет дифференциации базитов доказывается различными методами. Калиевые гранитоиды традиционно считаются более поздними как по геологическим взаимоотношениям, так и по радиологии. В действительности, такая вторичность часто может быть мнимой, так как калиевые граниты, сосуществующие с породами среднего состава, кристаллизуются позднее благодаря более низкой температуре затвердевания расплавов. С этих же позиций можно объяснить и более позднее "закрытие" изотопной системы древних риолитовых расплавов. На фоне указанной закономерности структурное положение гранито- и чарнокито-гнейсов Нимнырского и Суннагинского блоков Алданского щита, которые залегают в основании разреза кристаллического фундамента, представляется аномальным.

Для проблемы генезиса древнейших калиевых гранитов кристаллических щитов представляет интерес привлечение сравнительных

данных по лунной петрологии. Из-за низкой интенсивности экзогенных и эндогенных процессов на постаккреционном этапе своего развития Луна гораздо полнее, чем Земля, сохранила вещественные фрагменты ранней истории.

Кислые породы Луны – лунные граниты и калиевые риолиты Земли близки по составу (рис. 8). Часть лунных гранитов по струк-

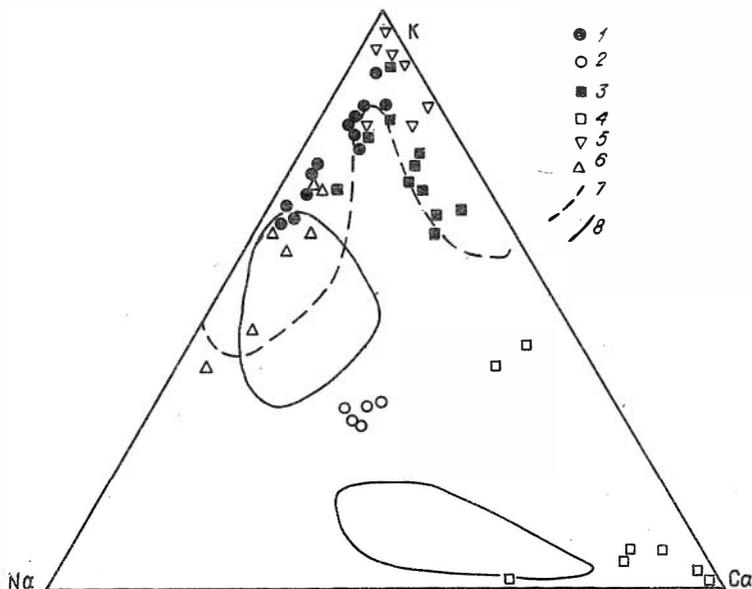


Рис. 8. Тройная диаграмма составов.

1 – глобулы и межзерновое стекло в гнейсах и 2 – базис биращлавленных тагамитов Попигайской астроблемы; 3–4 – кислые (3) и основные (4) продукты ликвации (дифференциации) лунных базальтов (Яковлев, 1977; ryder, 1976); 5 – кислые вулканыты Дхарвар, Индия (Taylor, 1984); 6 – высококалийные гранулиты Алданского щита; 7 – оконтурено поле калиевых риолитов Горного Алтая (Марич, 1975) и Казахстана (Бахтеев и др., 1986); 8 – оконтурены поля кислых метавулканытов и метабазальтов Центрально-Суннагинского купола Алданского щита.

турно-текстурным особенностям выводится как продукты ликвации магмы морских базальтов, а другая часть - как продукты кристаллизационной дифференциации магмы базальтов КРЕЕР (Яковлев, 1977). Кроме того, была высказана гипотеза ударного генезиса гранитов из базальтов, предполагающая фракционирование при импактном плавлении + последующую кристаллизационную дифференциацию (Stowford, 1975). Наконец, для ряда полевошпатовых лунных пород с валовой петрохимией типа базальтов КРЕЕР, но содержащей стекловатый базис гранитного состава ( $SiO_2$  75-77%,  $K_2O$  6-8%), Пауэлл и др. (1975) высказали мнение, что их генезис проблематичен, но наиболее предпочтительна гипотеза образования за счет ударного плавления ритмично-слоистых толщ без смешения возникавших расплавов.

Импактный анатексис архейских гнейсов Анабарского щита, обнаруженный в Попигайской астроблеме (Вишневский, Пospelова, 1984; 1986), является прямым доказательством возможности выплавления кислого (70-77%  $SiO_2$ ) калиевого расплава из кристаллических пород (см. рис. 8). Для выделения такого расплава не требуется ни кристаллизационной дифференциации, предполагаемой Крауфорд (1975), ни ритмично-слоистого строения переплавляемой породы, по Пауэллу и др. (1975). Структурно-текстурные особенности бирасплавных тагамитов астроблемы и реликтов непроплавленных гнейсов в этих породах указывают, что кислое и среднее стекло образует в тагамитах псевдоликвационную структуру, возникшую при перемешивании соответствующих расплавов без явлений гомогенизации. Проводя определенные параллели, можно предположить, что часть "ликвационных" структур в лунных породах имеют сходное происхождение.

Обращаясь к проблеме происхождения равнин калиевых гранитов Земли, с учетом явлений импактного анатексиса, можно предложить следующую импактно-эволюционную модель возникновения этих пород на древнейшем кристаллическом фундаменте среднего или основного состава.

I этап - импактная сепарация. При метеоритном взрыве в области умеренно-сильного ударного нагружения пород мишени за счет импактного анатексиса образуется межзерновой расплав, обогащенный (сравнительно с исходной породой) кремнием, калием и летучими. Часть этого расплава, не испытывая особой гомогенизации, рассеивается в аллогенных фациях кратера возникшей астроблемы, а другая

и, вероятно, большая часть остается в составе цокольных фаций коптогенного комплекса, залегающих под днищем кратера. На данном этапе степень проявления собирательных процессов, в результате которых межзерновой гранитный расплав может отделиться от матрицы и сконцентрироваться в самостоятельные тела, определяется скоростью остывания аномального теплового очага, созданного в земной коре астроблемой, и, видимо, незначительна.

II этап — эндогенная сепарация. По мере развития аккреционного процесса или вследствие тектонического погружения импактно-анатектизированный участок земной коры постепенно попадает в зону достаточного теплового потока из недр. Обогащенный летучими "кислый" анатектический материал выплавляется в первую очередь и с помощью обычных собирательных и миграционных процессов концентрируется в самостоятельные тела.

Через такой процесс мобилизации гранитного калиевого материала, многократно повторяющийся на стадии аккреции, могло пройти практически все вещество древнейшей земной коры, начиная с первых моментов ее формирования. Согласно изложенной схеме допускается, что древнейшие ядра калиевых гранито- и чарнокитогнейсов Нимыргского и Суннагинского блоков Алданского щита, залегающие в основании кристаллического фундамента, могут представлять своеобразные комплексы, унаследованно оконтуривающие в земной коре следы крупнейших метеоритных ударов раннедокембрийской эпохи. Таковы косвенные доказательства роли коптогенеза в формировании вещественных особенностей кристаллических щитов. Единственными прямыми критериями древних импактных процессов в этих районах могут оказаться коэсит и алмаз, необычные для обычных условий минералообразования.

## МЕХАНИЗМ ДИАПИРОВОГО ВСПЛЫВАНИЯ ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫХ КУПолов. ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

(О.П.Полянский)

Среди механизмов переноса вещества в земной коре и верхней мантии особое место занимают адвективные движения, причиной которых служит гравитационная неустойчивость в поле силы тяжести. С гравитационной неустойчивостью связано формирование магмати-

ческих куполовидных структур, диапировый механизм подъема магмы через литосферу и верхнюю мантию и др.

Подобные явления описываются либо уравнениями конвекции в приближении Буссинеска, учитывающем неоднородность плотности, вызванной неравномерным нагреванием горизонтального слоя (1), либо квазистационарными уравнениями медленного течения в изотермическом режиме с учетом вертикальной инверсии плотности в слоистой среде с границей раздела (2). В обоих случаях возникает подъемная сила, стремящаяся вернуть систему в положение устойчивого равновесия и вызывающая медленное "ползущее" течение.

Используя второй способ описания, мы получили набор независимых параметров, которые управляют процессом. Эти параметры: отношение плотностей контактирующих слоев  $\rho_2/\rho_1$ , вязкостей  $\mu_2/\mu_1$  и безразмерный комплекс  $F_R/R_E$ , где  $F_R$ ,  $R_E$  - критерии подобия Фруда и Рейнольдса, 1 - индекс верхнего слоя, 2 - индекс нижнего слоя. Два первых критерия характеризуют свойства самих веществ, участвующих в движении, и являются определяющими параметрами, а третий - характеризует условия всплывания вязкой жидкости (в данном случае - баланс сил вязкого трения и сил тяжести).

Перевод безразмерных величин в размерные дал картины течения, которые можно ожидать в реальных геологических ситуациях. Так, для двуслойной среды с параметрами  $\rho_1 = 3,0 \text{ г/см}^3$ ,  $\mu_1 = 10^{21} \text{ П}$  и  $\rho_2 = 2,5 \text{ г/см}^3$ ,  $\mu_2 = 5 \cdot 10^{20} \text{ П}$ , максимальные скорости всплывания купола составляют 0,04 м/год через  $10^5$  лет. Скорости горизонтального смещения двух слоев при тех же параметрах составляют 0,03-0,05 м/год.

Скорость всплывания в целом эволюционирует следующим образом. На начальных этапах формирования купола скорость растет равномерно, позже происходит переход к экспоненциальной форме зависимости от времени. Для этого периода характерны большие градиенты скорости в зоне близ границы раздела и зарождение процесса схлapyвания купола в пузырь.

#### Краткие выводы

1. Предложенный прямой численный метод моделирования диапирового всплывания позволяет успешно выполнять количественные параметрические исследования геодинамических процессов в диапазоне реальных геологических времен.

2. На рост диапира главным образом влияет отношение плотности всплывающей породы к плотности перекрывающей. Интенсивность куполообразования обратно пропорциональна этому отношению.

3. Скорости диапирового всплывания на начальных временах составляют сантиметры – десятки сантиметров в год для верхних частей земной коры.

## ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ ПРОЦЕССОВ МЕТАМОРФИЗМА

(Г.А.Кейльман, В.Б.Болтыров, В.В.Бутин, Н.Н.Панин)

Метаморфизм, как совокупность петрогенетических процессов, обусловленных вариациями термобарического поля в земной коре и верхней мантии, определяется особенностями геодинамических ситуаций, закономерно меняющихся во времени и пространстве. Глобальные геодинамические обстановки находят отражение в крупнейших геоструктурных элементах, к числу которых относятся платформы и зоны их сочленения с дивергентной или конвергентной направленностью движений, в пределах которых могут возникать частные геодинамические режимы.

В древних континентальных платформах – в цоколе и чехле овеществлены соответственно два различных геодинамических режима. В цоколе отражены условия формирования сиалической протокры, в чехле – режим статического теплового и барического поля неогей вне зон деструкции.

Первый тип метаморфизма проявился в ходе формирования раннеархейских комплексов. Специфические термально-энергетические условия этой стадии развития Земли обусловили его уникальный характер. Для метаморфизма эогей характерны две главные особенности. Первая заключается в высокотемпературных условиях минералообразования на малой глубине. Вторая особенность – относительная стабильность температуры на уровне гранулитовой фации по латерали – в масштабах древних платформ, а по вертикали – в пределах всей мощности консолидированной коры. Такое распределение тепловой энергии не могло осуществляться конвективным потоком из недр, контролируемого локальными структурами. Кондуктивная же передача тепла не могла служить причиной столь резко различных геотермальных режимов раннего архея и последующих эпох. Специфический тер-

модинамический режим зогей может быть предпочтительно объяснен генерацией тепла в этом геохроне непосредственно во внешних оболочках Земли.

Второй этап – начальный метаморфизм погружения (геотермально-статический метаморфизм неогей), проявляющийся в областях накопления осадочных комплексов платформенного чехла большой мощности, связан с кондуктивным и, отчасти конвективным, тепловым потоком.

В зонах дивергентного соотношения литосферных плит, в условиях длительно проявляющегося растяжения, сопровождающегося интенсивным субаквальным вулканизмом, происходят метаморфические процессы, традиционно именуемые зеленокаменным перерождением. Температурный режим в зеленокаменных комплексах характеризуется в общем относительной выдержанностью. Он формируется под воздействием однородного повышенного теплового потока, связанного с фронтальным подъемом подкорковых масс, осложненного термальным влиянием магматических очагов.

Наиболее сложные и многообразные метаморфические процессы связаны с зонами преобладающего сжатия конвергентного сочленения литосферных плит, орогенными структурами в длительно развивающихся подвижных поясах, для которых характерны контрастные тектонические и термодинамические режимы. Генотипическими здесь являются дислокационные и плутонические виды метаморфизма.

Дислокационно-метаморфические явления разделяются на две главные группы – зеленосланцевый метаморфизм, сопровождающий формирование регионального кливажа, и глаукофансланцевый, связанный с шовными зонами непосредственного сочленения литосферных плит.

Зеленосланцевый метаморфизм проявляется в пределах обширных структур, испытавших восходящие тектонические движения как в эв-, так и в миогеосинклинальных областях. Преобразования под его воздействием горные породы в фациальном отношении, в общем, идентичны продуктам зеленокаменного метаморфизма, но в отличие от последних, они обладают четко выраженной сланцеватой текстурой. Главным фактором зеленосланцевого метаморфизма являются сквозные дифференциальные движения, обусловленные тектоническим сжатием, связанным с синскладчатыми и синорогенными стадиями развития подвижных поясов.

Глаукофансланцевый метаморфизм реализуется в узких протяженных линейных элементах активных континентальных окраин в породах как океанической, так и континентальной литосферных плит. Последнее обстоятельство не позволяет принять неоднократно обсуждавшуюся субдукционную модель формирования высокобарических ассоциаций. По-видимому, ведущая роль в их возникновении принадлежит динамическому давлению, возникающему в коллизионно-шовных зонах.

В особом геодинамическом режиме развиваются зональные метаморфические комплексы, образующиеся вокруг мобилизованных глубинных масс, перемещенных на более высокие структурные уровни. Такие явления, получившие название плутонометаморфизма, в зависимости от геотектонической позиции (положения в энсиматических или энсиалических зонах) соответственно именуется симатическим или сиалическим плутонометаморфизмом.

Симатический плутонометаморфизм связан со становлением на коровом уровне габбро-гипербазитовых комплексов в специфической обстановке перемещения в верхние структурные этажи отторженцев меланократового фундамента. Восходящие движения при этом осуществляются преимущественно вдоль наклонных поверхностей, с развитием в лежачем боку офиолитовых масс наиболее высокобарических минеральных ассоциаций и формированием "обратной" метаморфической зональности, проявляющейся в возрастании температуры и давления снизу вверх, причем геотерма имеет, по крайней мере локально, обратный наклон. Эти и некоторые другие особенности свидетельствуют о том, что источником тепла и избыточного давления в данном случае являются симатические плутонические массы, аккумулятивно транспортирующие энергию глубин в верхние горизонты земной коры.

Сиалический плутонометаморфизм, обуславливающий формирование гнейсово-мигматитовых комплексов, широко распространен в фундаменте древних платформ и в подвижных поясах неогей. Концентрическая прогрессивная зональность этих комплексов в диапазоне от зеленосланцевой до амфиболитовой фации подчинена контурам древнего глубоко метаморфизованного ядра, образующего в процессе диапиродного перемещения в пластическом состоянии крупные куполовидные структуры. Сопряженно с формированием прогрессивной зональности в его обрамлении, в самом ядре реализуются регрессивные преобразования от уровня гранулитовой до амфиболитовой фации, вносящие определенный вклад в энергетический баланс метаморфических процессов.

Рассмотренные типы метаморфизма развиваются во времени, отражая тектоническую эволюцию определенной геоструктурной зоны. Два первых типа метаморфизма не связаны с геосинклинальным процессом: геотермально-статический метаморфизм зоега проявился в прогесинклинальных условиях этого геохрона, а начальный метаморфизм реализуется по всей последующей геологической истории вне зон деструкции в связи с общим погружением и накоплением осадков. В подвижных поясах ранняя рифтогенная стадия их развития сопровождается зеленокаменным перерождением продуктов инициального вулканизма. С более поздними стадиями преобладающего сжатия связаны проявления дислокационных типов метаморфизма: зеленосланцевого и глаукофансланцевого. И, наконец, наиболее поздними являются завершающие этапы полихронного формирования плутонометаморфических комплексов.

К МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ  
В РАННЕ-ПРОТЕРОЗОЙСКИХ ЭПИКРАТОННЫХ СТРУКТУРАХ  
(на примере юго-восточной части  
Воронежского кристаллического массива)  
(И.П.Лебедев)

Юго-восточную часть Воронежского кристаллического массива (ВКМ) занимают зонально метаморфизованные раннепротерозойские отложения граувакково-сланцевой формации. Они выполняют эпикратонную структуру, именуемую по-разному различными исследователями - Воронежско-Калачеевский синклинорий (Копаев, Красовицкая, 1964), Воронцовский метаморфический пояс (Глебовицкий и др., 1975), Липецко-Волгоградская эпикратонная впадина (Крестин, 1982) и др. Мощность отложений оценивается в 10-12 км. Характерной особенностью является высокая степень однородности вещественного состава. Около 80 % разреза составляют Би-Кв-Пл породы, относящиеся к классу бедных CaO метапелитов и метасаммитов с хорошо сохранившейся слоистой текстурой.

Важно подчеркнуть отсутствие в метасаммитах обломочного Кш, тогда как обломочный Пл присутствует повсеместно. Сопоставление вещественного состава граувакково-сланцевой формации с составами более древних пород ВКМ показало, что главным источником сноса

были негранитизированные породы аржейского кратона (практически отсутствующие в современном эрозионном срезе), в составе которых доминировали плагиоклазы.

Наиболее высокотемпературные зоны регионального метаморфизма – области развития пород фации Би-Сил гнейсов – образуют изолированные выходы на поверхность кристаллического фундамента площадью до 600 км<sup>2</sup>. По мере удаления от них наблюдается последовательный переход к низкотемпературным зонам развития пород фации зеленых сланцев. Правильная метаморфическая зональность нарушена блоковыми подвижками отдельных участков фундамента ВКМ.

По данным минералогической термобарометрии, с учетом параметров устойчивости экспериментальных фазовых равновесий, установлено, что формирование минеральных парагенезисов фации зеленых сланцев происходило в интервале температур 350–520°C и давлений 150–350 МПа; фации Му–Ст сланцев – в интервале температур 520–650°C и давлений 350–500 МПа; фации Би–Сил гнейсов – в интервале 650–725°C и 500–600 МПа. Минеральные фации связаны между собой последовательным возрастанием температуры и давления.  $\Delta P / \Delta T$  составляет приблизительно 1,2 МПа/град.

Закартированные особенности метаморфической зональности и установленные P–T–условия ее формирования наиболее удовлетворительно соответствуют следующей геолого–петрологической модели.

На доинверсионной стадии развития раннепротерозойской эпикратонной структуры (простиравшейся от Северного Приладожья до Нижнего Поволжья) процессы складчатости привели к увеличению вертикальной мощности отложений граувакко–сланцевой формации примерно в 1,5–2 раза. В этом случае, при значении вертикального геотермического градиента примерно 40 град/км, нижние горизонты отложений достигали области P–T–условий фации Би–Сил гнейсов. Превышение давления над литостатическим составляло примерно 100–200 МПа. В высокотемпературных зонах возникали анатектиты. Это способствовало зарождению гнейсово–мигматитовых куполов. Последние, обладая пониженной плотностью и значительным запасом тепла, испытывали воздымание, соответствующее стадии инверсии вертикальных движений. Локализация зон повышенного теплотока в пределах областей воздымания гнейсово–мигматитовых куполов привела к нарушению его латеральной однородности, в результате чего происходило формирование горизонтальной метаморфической зональности.

Изложенная последовательность метаморфических событий согласуется с общими закономерностями формирования определенного типа метаморфической зональности, выделенного В.В.Реввердатто в тип "термальных антиклиналей".

Геохимический аспект вышеописанной модели характеризуется статистически значимой "отгонкой" из высокотемпературных зон метаморфизма наиболее мобильных химических элементов (Li, V, Ba, Pb) и их концентрации в среднетемпературной (Li) или низкотемпературной (V, Ba, Pb) зонах. Ряд элементов-примесей (Sc, Sn, Nb, Co, Ga и др.) не обнаруживает значимой миграционной способности в данном режиме регионального метаморфизма. Вместе с тем процессы становления метаморфической зональности отчетливо выражены в последовательной утрате корреляционных связей, установленных между химическими элементами в ходе литогенеза, и приобретении новых, свойственных эндогенному режиму минералообразования.

## СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

ПРЕДИСЛОВИЕ .....	3
I. ЭВОЛЮЦИЯ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА И УСЛОВИЙ МЕТАМОРФИЗМА ПИТОВ И ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ .....	5
Новые данные о последовательности и условиях метамор- физма беломорского мегакомплекса (В.А.Глебовицкий, И.С.Се- дова, Г.М.Другова, Е.А.Валник, Л.Н.Котова).....	5
Новые данные о структурно-метаморфической эволюции докембрийских комплексов Кольского полуострова (В.П.Петров, О.А.Беляев) .....	8
Метаморфические формации Суннагинского района восточ- ной части Алданского щита (А.Н.Зедгенизов, М.В.Болдырев)...	II
Эволюционный тренд параметров метаморфизма гранулитов Алдано-Станового региона (В.И.Кицул) .....	13
Содержание летучих компонентов в кордиеритах как инди- катор флюидного режима метаморфизма (Н.В.Попов, А.А.Томи- ленко) .....	14
Внутреннее строение Олондинского зеленокаменного пояса (А.П.Смелов, Н.В.Попов, Н.Н.Добрецов) .....	18
Олондинский зеленокаменный пояс (Г.М.Другова) .....	22
Основные результаты изучения петрологии базальтов и коматитов архейских зеленокаменных поясов фундамента Вос- точно-Европейской платформы (С.Б.Лобач-Жученко, Б.И.Малюк, Н.А.Арестова, И.Н.Крылов) .....	26
Геология зеленокаменных поясов фундамента Восточно-Ев- ропейской платформы (В.П.Чекулаев, А.И.Берковский, В.Д. Ко- ллий, Е.М.Крестин, С.Б.Лобач-Жученко, С.И.Рыбаков, А.А.Сиво- ронов) .....	28
II. ВЫСОКОБАРИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ. МОДЕЛИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРО- ЦЕССОВ .....	32
Геологическое строение Северного Прибайкалья и Витимо- Муйского района (А.А.Шафеев) .....	32
Эклогиты Северо-Муйской глыбы (Средне-Витимская горная область) (Н.Ф.Габов) .....	34
Проблемы структуры, метаморфизма и стратиграфии максю- товского комплекса Южного Урала (Г.Г.Дук) .....	37

Венд-раннепалеозойский барзангинский офиолитовый комплекс Зеравшано-Гиссарской структурно-формационной зоны (СФЗ) Южного Тянь-Шаня (Г.Г.Дук) .....	40
Особенности эволюции эклогитов Тянь-Шаня (Н.В.Соболев, В.С.Щацкий) .....	43
Количественный анализ массопереноса породообразующих элементов в глаукофансланцевых комплексах (В.Б.Василенко, Л.Г.Кузнецова, Л.Д.Холодова) .....	45
Метаморфизм растяжения (С.Н.Иванов, А.И.Русин) .....	50
Анализ поведения породообразующих химических элементов при метаморфических реакциях в горных породах (В.В.Ревердатто, В.Ю.Колобов) .....	53
Анализ поведения фтора при контактовом метаморфизме метапелитов (В.Ю.Колобов, А.А.Кременецкий, В.В.Ревердатто)....	55
Роль анатексиса и всплывания кислой магмы при механизме дифференциации континентальной коры (А.С.Калинин) .....	56
Возможная модель образования древнейших высококальциевых кислых пород (С.А.Вишневецкий, Н.В.Попов) .....	58
Механизм диаширового всплывания гранито-гнейсовых куполов. Гидродинамическая модель (О.П.Полянский) .....	62
Геодинамическая модель эволюции процессов метаморфизма (Г.А.Кейльман, В.Б.Болтырев, В.В.Бутин, Н.Н.Панин) .....	64
К модели формирования метаморфической зональности в раннепротерозойских эпикратонных структурах (на примере юго-восточной части ВКМ) (И.П.Лебедев) .....	67

Утверждено к печати  
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Технический редактор Н.Н. Александрова

---

Подписано к печати 15.05.87. МН 09735.  
Бумага 60x84/16. Печ.л. 4,5. Уч.-изд.л. 4,2.  
Тираж 200. Заказ 237. Бесплатно.

---

Институт геологии и геофизики СО АН СССР  
Новосибирск, 90. Ротапринт.