

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМ. АЛЕКСАНДРА ДЖАНЕЛИДЗЕ

НА ПРАВАХ РУКОПИСИ

ГВЕЛЕСИАНИ СУЛХАН ГЕОРГИЕВИЧ

**ПЕТРОМИНЕРАЛОГИЯ БЕЧАСЫНСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО
КОМПЛЕКСА**

СПЕЦИАЛЬНОСТЬ 04.00.08 – ПЕТРОЛОГИЯ, ВУЛКАНОЛОГИЯ

**ДИССЕРТАЦИИ, ПРЕДСТАВЛЕННОЙ НА СОИСКАНИЕ УЧЕНОЙ СТЕПЕНИ
КАНДИДАТА ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ НАУК**

А В Т О Р Е Ф Е Р А Т

ТБИЛИСИ

2006

Работа выполнена на кафедре минералогии, петрологии и геохимии Грузинского технического университета

Научный руководитель: **Нодар Григорьевич Попорадзе,**
доктор геолого-минер. наук,
профессор

Официальные оппоненты: **Давид Михайлович Шенгелиа,**
доктор геолого-минер. наук, профессор, член-
корреспондент АН Грузии
Георгий Леванович Чичинадзе,
кандидат геолого-минер. наук

Защита диссертации состоится: 6 декабря 2006 года в 13⁰⁰ часов на заседании диссертационного совета при Геологическом институте им. Александра Джанелидзе G 04.01 N2.

Адрес: 0193, Тбилиси ул. М.Алексидзе №1 корп.9, Fax: (99532) 33 06 47

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Геологического института по вышеуказанному адресу.

Автореферат разослан 2006 "--" ноября

Ученый секретарь
диссертационного совета,
доктор геол - мин. наук

/Т.Н.Цуцунава/

В в е д е н и е

Бечасынский метаморфический комплекс расположен в пределах Северокавказского краевого массива. Анализ геологических и петроминералогических данных, касающихся пород Бечасынского комплекса, имеет существенное значение для изучения метаморфических комплексов всего Кавказа, так как: 1 – комплекс расположен на границе между террейном Большого Кавказа и эпигерцинской плитой; 2 – в комплексе представлены фаунистически охарактеризованные свиты силур-кембрийского возраста, а также убедительно датированные опорные разрезы докембрия; 3 – ввиду низкой степени метаморфизма, породы комплекса, в отличие от интенсивно метаморфизованных образований Главного и Передового хребтов, сохраняют «память» – информацию об орогенетической и стратиграфической истории протолита метаморфитов.

Исследования Бечасынского метаморфического комплекса за последние два десятилетия практически не осуществлялись вследствие сложной геополитической и экономической обстановки на постсоветском пространстве; число публикаций также незначительно.

Диссертация посвящена изучению процессов регионального метаморфизма Бечасынского комплекса, происходящих в позднепротерозойскую и палеозойскую эпохи. Комплекс обнажен на территории Ставропольского и Краснодарского краев России, в бассейнах рек Кубань, Баксан, Даут, Учкулан, Индыш, Кестанты, Гижгит, Сукошсу, Периуколсу, Кольтюбе, Худес, Аманкол и Джаланкол.

Проведенное исследование носит комплексный характер; основное внимание уделено вопросам петрологии, минералогии и геологии метаморфических образований.

Актуальность проблемы

Существенная часть доальпийского кристаллического фундамента Бечасынской структурной зоны представлена метаморфическими комплексами. Установление возраста и закономерностей строения метаморфитов является сложной задачей, т.к. протолит пород претерпел многократную тектоническую переработку и полиметаморфизм. Вопросы, касающиеся стратиграфической последовательности, характера границ и корреляции метаморфических зон до настоящего времени являются дискуссионными. Кроме того, при изучении этой тектонической единицы кристалликума, широкий спектр современных методов исследования до настоящего времени не был использован с необходимой детальностью.

Основные цели и задачи исследования

Основной целью исследования являлось петроминералогическое изучение Бечасынского метаморфического комплекса с использованием современных аналитических методов и аппаратуры. Осуществление этой задачи предусматривало решение следующих научных вопросов:

- Установление возрастных и генетических взаимоотношений между свитами с помощью геологических, минералогических и петрологических методов исследования;
- Определение границ между субфациями проградного регионального метаморфизма на основании выделения парагенезисов с маркирующими минералами;
- Установление закономерностей структурных изменений, происходящих в силикатах в процессе твердофазовых превращений под воздействием процессов метаморфизма, а также выявление особенностей продуктов их распада;

- Микрорентгеноспектральное исследование маркирующих минералов метаморфитов - амфиболов, гранатов и слюд;
- Описание реакционных и твердофазовых превращений минералов, происходящих в условиях проградного регионального метаморфизма, а также в результате процессов наложенного полиметаморфизма;
- Установление исходного состава пород Бечасынского комплекса;
- Уточнение существующей геологической карты (масштаб 1:50000) на основании детального изучения структурно-литологических разрезов;
- Установление места Бечасынского метаморфического комплекса в геодинамической модели доальпийского развития Кавказа.

Практическая ценность

Данные, полученные в результате исследований Хасаутской и Чегемской серий Бечасынского метаморфического комплекса, позволяют внести уточнения на существующую геологическую карту масштабом в 1:50 000, а также могут быть использованы при создании более детальных геологических карт изученного региона.

Кварциты, выходы которых широко распространены среди пород комплекса, могут служить прекрасным облицовочным материалом, а также сырьем в стекольном производстве.

Фактический материал и методика исследования

Работа основана на собранном автором во время полевых работ материале и аналитических данных, полученных на кафедре минералогии, петрологии и геохимии Грузинского технического университета и в его лабораториях. В работе широко использован рентгеноструктурный метод и данные высокочувствительного электронного микроскопа. Особое внимание уделено микрозондовому анализу минералов, выполненному на микрорентгеноспектральном анализаторе “Camebax mikrobeam” в Республиканском центре ГТУ исследований гемологии и минералогического материаловедения. В 50 образцах проведено более 700 точечных микрозондовых измерений; изучено более 600 прозрачных шлифов; выполнено 25 рентгенофазовых анализов; методом электронной микроскопии изучено 10 образцов силикатов; составлено 10 опорных разрезов вдоль водоразделов и ущелий рек Баксан, Кубань, Малка и их притоков – Даут, Гижгит, Индыш, Кольтюбе, Худес и др.; детализирована существующая геологическая карта масштабом в 1:50000.

Научная новизна

В работе приводится обобщение как ранее существующих, так и полученных автором оригинальных данных, на основании чего:

- Установлен зональный и гетерогенный состав маркирующих минералов (амфиболы, слюды, гранат) метаморфического комплекса;
- На существующую геологическую карту масштабом в 1:50000 нанесены новые данные, касающиеся выходов метаморфитов Бечасынского комплекса, слагающих Хасаутскую и Чегемскую серии;
- С помощью минералого-петрологических критериев маркирующих минералов Хасаутской и Чегемской серий, изучены добиотитовая, биотитовая и гранатовая субфации регионального метаморфизма и зафиксированы постепенные переходы между ними;

- На основании данных микрорентгеноструктурного анализа, почти во всех выходах бечасынских метаморфитов установлено присутствие натриевых амфиболов (глаукофан, барруазит, винчит, кроссит);
- Зафиксированы переходы хлорита и эпидота в натриевые амфиболы (барруазит, винчит, кроссит, глаукофан). Выявлены продукты твердофазовых превращений слюд – мусковит, фенгит, парагонит, натриевые амфиболы (винчит, кроссит, глаукофан);
- Установлен прогрессивный характер зональности гранатов;
- Показано, что в метаморфитах биотитовой субфации амфибол представлен преимущественно натриевыми разновидностями – барруазитом и винчитом, а маркирующими минералами гранатовой субфации являются зональный гранат и натриевые амфиболы – экерманит, кроссит и глаукофан;
- Установлены P-T условия формирования метаморфитов; Установлено, что проградный региональный метаморфизм Бечасынского метаморфического комплекса по P-T условиям относится к высокотемпературной нетипичной фации глаукофановых сланцев и соответствует внутриконтинентальному типу.

Основные защищаемые положения

- В результате геологического и минералого-петрологического изучения Бечасынского метаморфического комплекса установлено, что условия регионального метаморфизма пород Чегемской и Хасаутской серий соответствуют режиму фации глаукофановых сланцев.
- На основании многочисленных данных аналитического материала определено, что глаукофансодержащие метаморфиты комплекса относятся к высокотемпературной ступени (400-500°C) фации глаукофановых сланцев; формирование их происходило во внутриконтинентальных условиях; низкоградиентный региональный метаморфизм при высоких значениях давления (7-14 кбар) породы испытали в докембрии.
- Добиотитовая, биотитовая и гранатовая субфации проградного регионального метаморфизма Чегемской и Хасаутской серий выделяются на основании маркирующих натриевых амфиболов, слюд и гранатов, имеющих зональное строение и неоднородный химический состав.
- В результате изучения морфолого-структурных и химических особенностей маркирующих минералов, а также исходного состава пород, определены термодинамические условия и геодинамический режим их формирования.
- Натриевые амфиболы, встречающиеся почти во всех свитах метаморфитов Чегемской и Хасаутской серий, в биотитовой субфации представлены ферроэденитом, винчитом и барруазитом, а в гранатовой – ферроэденитом, экерманитом, барруазитом, кросситом и глаукофаном. Последний образуется за счет хлорита и эпидота путем реакций, а по сланцам – в результате твердофазового распада.

Структура работы и объем

Диссертация объемом в 108 страниц состоит из введения, 5 глав, заключения и 84 списка литературы. В работе представлены 3 таблицы, 40 рисунка.

Апробация работы и публикации

Основные результаты исследования докладывались на научных семинарах кафедры минералогии, петрологии и геохимии горно-геологического факультета ГТУ, на XI и XII союзных сессиях по рентгенографии (Миасс, 1989; Сочи, 1992); на II союзной сессии по изоморфизму (Тбилиси, 1987); на сессии, посвященной 70-летию юбилею Геологического

института им. А.И. Джанелидзе АН Грузии; на семинаре, посвященном 90-летию со дня рождения проф. Г.М. Заридзе (Тбилиси, 1998); научно-технической юбилейной конференции преподавателей ГТУ (Тбилиси, 2002).

Результаты исследования опубликованы в 5 научных статьях и 2-х тезисах.

Диссертационная работа выполнена на кафедре минералогии, петрологии и геохимии Грузинского технического университета.

Благодарности: автор выражает благодарность всем, кто оказывал ему помощь во время работы. С чувством большого уважения автор благодарит научного руководителя, заведующего кафедрой минералогии, петрологии и геохимии, доктора геол.-мин. наук, проф. Н.Г. Попоразде за консультации и поддержку. Автор высказывает признательность сотрудникам кафедры минералогии, петрологии и геохимии ГТУ и Республиканского Центра исследований гемологии и минералогического материаловедения, оказавших автору помощь советами и консультациями.

Автор считает своим долгом выразить благодарность сотрудникам лаборатории за квалифицированную помощь при проведении аналитических исследований.

Условные обозначения минералов

Ab – альбит	Hbl – роговая обманка
Act – актинолит	Hbl _{bl-gr} – голубовато-зеленая роговая обманка
Act-Hbl – актинолитовая роговая обманка	Jad – жадеит
Alm – альмандин	Ka – карбонат
Amph – амфибол	Ksp – калиевый полевой шпат
And – андалузит	Ky – кианит
Ar – арагонит	Law – лавсонит
Bt – биотит	Ms – мусковит
Bar – барруазит	Par – парагонит
C – графит	Phn – фенгит
Ca – кальций	Pi – пироп
Chl – хлорит	Pl – плагиоклаз
Chld – хлоритоид	Prph – пиррофиллит
Cros – кроссит	Pp – пумпеллиит
Ep – эпидот	Qtz – кварц
Escr – экерманит	Ser – серицит
Fed – ферроэдентит	Sill – силлиманит
Glf – глаукофан	Spes – спессартин
Glim – слюда	Stp – стильпноделан
Gros – гроссуляр	Win – винчит
Grt – гранат	Zs – цоизит

Цифры, стоящие рядом с железомagneзиальными минералами – (Hbl₇₄) обозначают их общую железистость: $X_{Fe} = [Fe/(Fe + Mg)]\%$, а для плагиоклаза – (Pl⁷) – его номер. Для слюд и гранатов в скобках приведены их минеральные составы [(Phn₇₀, Ms₂₀, Par₁₀) и (Alm₆₅, Pi₃, Spes₅, Gros₁₇)].

Глава 1. Краткая история изучения Бечасынского метаморфического комплекса

История геолого-петрологических исследований Бечасынского метаморфического комплекса насчитывает более 120 лет. Доальпийские образования Бечасынской структурной зоны изучались многими поколениями исследователей: А.И.Герасимовым, И.Г.Кузнецовым, Д.С.Кизевальтером, С.П.Соловьевым, Г.В.Шамраем, Л.И.Пазюком, А.П.Резниковым, Л.А.Варданянцем, С.И.Тихомировым, И.С.Красивской, И.И.Грековым, Е.А.Снежко, Ю.Я.Потапенко, Г.М.Заридзе, Н.Ф.Татришвили, Д.М.Шенгелиа, Г.И.Барановым, В.И.Шевченко, В.Е.Хаиным, Г.Л.Чичинадзе, Н.Г.Попорадзе, И.З.Мгалоблишвили, А.В.Окроецваридзе, И.П.Гамкрелидзе, Т.Н.Цуцунава и др. Составлены высококондиционные средне- и крупномасштабные геологические карты, из которых следует особо отметить карты метаморфических фаций (Кориковский и др., 1997) и метаморфических формаций (Шенгелиа и др., 1998) масштабом в 1:200 000; представлены различные варианты деления Бечасынского метаморфического комплекса, среди которых наиболее детальным является деление на Хасаутскую и Чегемскую серии, основанное на крупномасштабном картировании и структурных исследованиях (Потапенко 1982); установлены стратиграфические взаимоотношения между отдельными свитами, хотя во многих случаях они осложнены син- и постскладчатыми разломами, что дает основание некоторым исследователям рассматривать контакты между Чегемской и Хасаутской сериями, а также между отдельными слагающими их слоями как тектонические и выделять здесь ряд шарьяжей; существенно уточнен возраст метаморфических свит, описан их состав и разработаны стратиграфические схемы для докембрийских и палеозойских пород; на основании геологического картирования и микрозондовых и рентгеноструктурных исследований минералов установлен зональный характер регионального проградного метаморфизма, выделены метаморфические фации и субфации; изучен ряд породообразующих минералов, из которых наиболее детально описаны амфиболы (Попорадзе, 1993); построены P-T тренды регионального метаморфизма, установлен его полициклический характер (Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2005); определена исходная природа ряда пород; K-Ar, Rb-Sr и U-Pb изотопными методами измерен возраст ряда метаморфических образований и магматитов Бечасынской структурной зоны; В пределах Кавказа выделены террейны (Гамкрелидзе, 1997) и определено место Бечасынской структурной зоны в южной части Скифской платформы. Установлено, что земная кора Большого Кавказа характеризуется расслоенностью. С позиций тектоники плит, для всего Кавказа, в том числе и Большого Кавказа, построена геодинамическая модель эволюции доальпийского фундамента.

Глава 2. Геологическое строение Бечасынского метаморфического комплекса

Породы Бечасынского метаморфического комплекса обнажаются в южной части Северокавказского краевого массива (междуречье р.р. Кубани и Чегема), протягиваясь от подножья г.Эльбрус до широты р.Хасаут. Мнения о возрасте Бечасынского комплекса значительно расходятся. Его верхняя возрастная граница устанавливается на основании залегания на метаморфитах Хасаутской серии пород Урлешской свиты, датированных по базальным конгломератам и органическим остаткам. По данным Ю.А. Потапенко (1965, 1982), возраст последней не моложе среднего кембрия (вендский, нижнепалеозойский). Л.Д. Чегодаев (1980) Бечасынский комплекс относит к ордовику-силуру. В комплексе выделены две серии: нижняя - Хасаутская и верхняя - Чегемская (Потапенко 1982). В работе мы опираемся на схему деления, предложенную Ю.Я. Потапенко.

Характер нижней границы Хасаутской серии неясный. Северные выходы серии в ущельях р. Малки и ее притоков размыты и перекрыты конгломератами силуру-ордовикской Урлешской свиты. Южные выходы имеют постепенные переходы с породами Чегемской серии.

Ю.Я. Потапенко (1982) на основании трех опорных разрезов в Хасаутской серии выделяет следующие свиты: Джаланкольскую (тонкозернистые кварц-альбитовые сланцы); Муштинскую (биотит-кварцевые сланцы); Кубанскую (амфиболовые, хлорит-кварц-серицитовые сланцы и кварциты); Малкинскую (роговообманковые, хлоритовые и биотит-мусковит-кварцевые сланцы, порфириды, псаммитовые и агломератовые метатUFFы кислого состава, содержащие тела плагиогранит-порфиров и их туфы, темно-серые и красноватые филлиты); Мораликольскую (хлорит-кварц-альбитовые и эпидот-хлорит-альбитовые сланцы с порфиробластами меланократовых минералов) и Шиджатмазскую (зеленые серицит – хлоритовые сланцы). Общая мощность Хасаутской серии составляет 3600 м.

Мощность Чегемской серии колеблется в пределах 2000-2700м. Ее выходы представлены в виде двух полос. В нижней полосе отмечается альбитовый бластез, носящий региональный характер. Ю.Я.Потапенко (1982) выделяет в этой серии: Таликольскую (кварциты), Шаукольскую (крупнозернистые альбит-мусковит-кварцевые порфиробластические сланцы) и Кестантинскую (тонкозернистые серицит-кварц-альбитовые сланцы и гнейсы) свиты. Г.И.Баранов (Баранов, Кропачев 1976) Шаукольскую свиту не относят к Чегемской серии, т.к. считает, что она имеет с метаморфитами серии тектонические контакты. Согласно нашим наблюдениям, Шаукольская свита в ущелье р.Кубань соответствует Мораликольской свите Хасаутской серии; в истоках р.Малки она имеет шарьяжное строение. Мы полагаем, что Чегемская серия залегает на Хасаутской серии согласно и имеет с ней постепенные переходы.

Цифры, полученные в результате измерения абсолютного изотопного возраста пород Чегемской серии К-Аг методом колеблются в пределах 350-400 ± 30 млн. лет. В частности, возраст гнейса из ущелья р. Баксан (севернее г. Тырнауза) – 400 ± 30 млн. лет. (Афанасьев, 1968), порфиробластического сланца р. Даут – 369 ± 15 млн.л. (Потапенко, 1978), серицитов и мусковитов из сланцев р. Баксан соответственно – 365, 365 ± 6. 370 млн. лет и 385 млн.л. (Потапенко, 1968), порфиробластического сланца Шаукольской свиты (р.Кубань) – 353±5 млн.л. (Багдасарян и др., 1984). В то же время для Шаукольской свиты – расчётным методом получена цифра 865 млн.л. (Афанасьев и др., 1973), а по Rb-Sr изохроне возраст соответствует 345±8 млн.л. (Багдасарян и др., 1984). Основываясь на различиях в результатах изотопных измерений абсолютного возраста – с одной стороны, а с другой – учитывая совмещение в метаморфическом комплексе каледонских и позднегерцинских интрузий и факт внедрения каледонских гранитоидов в уже регионально метаморфизованные породы, можно сделать вывод о полициклическом характере регионального метаморфизма. Повидимому, фазы метаморфизма должны были проявляться еще в докембрийское время.

Глава 3. Петроминералогия Бечасынского метаморфического комплекса

3.1. Исходный состав

Породы Хасаутской и Чегемской серий отличаются по исходному составу и особенностям метаморфических преобразований. Для Хасаутской серии характерно присутствие продуктов вулканизма в средней части разреза (Малкинская свита) и в его верхних частях (Шиджатмазская и Мораликольская свиты); ниже приводится краткое описание свит, слагающих серию.

Муштинская свита состоит в основном из биотит-хлорит-кварцевых сланцев, по составу отвечающих глинистым породам (Потапенко 1967). Конгломераты базального горизонта свиты четко слоистые. Мощность их слоев - 0,4-1,0м. В сланцах верхней части свиты отмечается тонкая горизонтальная слоистость, обусловленная чередованием слоев

различного петрографического состава: лейкократовых – обогащенных кварцем, с незначительной примесью биотита и меланократовых – биотитовых.

Породы Джаланкольской свиты, по видимому, являются аналогами Муштинских образований. По характеру слоистости и структурным особенностям это типичные осадочные образования. Однако, в отличие от Муштинской свиты, здесь широко развиты сланцы, характеризующиеся преобладанием альбита над кварцем, а натрия над калием. В пачках пород с контрастным составом четко выражена параллельная слоистость.

В Малкинской свите представлены преимущественно осадочные образования, хотя присутствуют и вулканогенные породы. К первой группе относятся апопелитовые слюдяные сланцы и филлиты, метаморфизованные конгломераты, песчаники, алевролиты и известняки. Среди вулканогенов различаются псаммитовые метатUFFы порфиринов, порфиroidы, псевдопсаммитовые тUFFы кислого состава и плагиогранитпорфиры.

Кубанская свита предположительно является аналогом Малкинской. В основном здесь представлены амфиболиты, амфиболовые сланцы, биотитовые гнейсы, серицит-альбит-кварцевые и кварц-хлорит-серицитовые сланцы, кварциты, гранат-серицит-мусковит-кварцевые сланцы, мраморизованные известняки и мраморы. Часть амфиболовых пород относится к первично осадочным вулканогенам, другая имеет магматическое происхождение. Биотитовые гнейсы образованы за счет терригенных пород (аркозовые песчаники с глинистым цементом). Кварциты и альбит-кварцевые сланцы являются типично терригенными породами, что подтверждается наличием в отдельных крупнозернистых разностях реликтов псаммитовой структуры.

Шиджатмазская свита, отличающаяся монотонным сложением, состоит из массивных метатUFFов средней кислотности, содержащих прослой серицит-хлоритовых сланцев. По размерам кластического материала различаются тонкозернистые псаммитовые, алевропсаммитовые и алевролитовые тUFFиты. Пирокластический материал представлен обломками плагиоклаза и эффузивов среднего состава, а терригенный - кварцем и редкими обломками микро-пегматитов и осадочных пород. Цемент метатUFFов, в основном хлоритовый с незначительной примесью эпидота и серицита.

Мораликольская свита может являться аналогом Шиджатмазской свиты. Минеральный и химический составы пород свидетельствуют об осадочном и тUFFогенном происхождении ее исходных образований.

Чегемская серия, в отличие от Хасаутской, сложена, в основном, первично осадочными породами; в ней выделяются 3 свиты:

Таликольская свита представлена мономинеральными кварцитами, по видимому, образованными в результате метаморфизма псаммит-алевролитовой осадочной фракции.

В Шаукольской свите, несмотря на сложную метаморфическую эволюцию, сохранена слоистость. Исходными породами свиты являются осадочные образования. В сложении свиты участвуют, в основном, хлорит-мусковитовые, мусковитовые, хлоритовые, гранатовые, эпидот-мусковитовые, порфиробластические альбитовые сланцы, а также хлорит-мусковитовые, мусковитовые и хлорит-эпидот-амфиболовые гнейсы.

Кестантинская свита также образована в результате метаморфизма первично осадочных пород и состоит из светлых тонкозернистых серицит-кварц-альбитовых сланцев и гнейсов.

3.2. Метаморфическая зональность Бечасынского комплекса

Чегемская серия метаморфизована в условиях добиотитовой, биотитовой и гранатовой субфаций фации зеленых сланцев.

Добиотитовая субфация метаморфизма устанавливается для части пород Шаукольской и Кестантинской свит. Среди хлоритовых, амфиболовых и слюдяных сланцев

Шаукольской свиты наиболее распространенными являются минеральные парагенезисы: Chl+Act+Phn+Ab, Chl+Phn+Ab+Qtz+Stp(?), Chl+Ep+Par+Ab, Chl+Ms+Ab+Ka, Phn+Chl+Par+Act+Ab+Qtz, Chl+Ser+Act+Ep+Ab+Phn. В амфиболах фиксируется повышенное содержание натрия и, соответственно, пониженное кальция, поэтому он представлен наряду с кальциевыми, также и натриевыми разностями. Породообразующие минералы метаморфитов Шаукольской свиты часто характеризуются зональным строением.

В биотитовой субфации Чегемской серии представлены следующие парагенезисы: Amp(Act,Fed,Win,Bar)+Chl+Ab+Qtz, Amp+Chl+Ep(Zs)+Ab+Qtz, Amp+(Act,Fed,Win,Bar)+Chl+Ep+Ms(Phn,Par)+Ab+Qtz, Chl+Ms+Ab+Qtz, Amp+Chl+Ms+Ab+Qtz, Chl+Ms+Ab+Qtz+Ka, Chl+Phn+Qtz, Phn+Ab+Qtz, Amp+Ep+Chl+Ab+Qtz. Метаморфизму биотитовой субфации в Чегемской серии подверглась часть пород Таликольской, Шаукольской, и Кестантинской свит. Амфибол в этой субфации представлен кальциевыми (барруазит, винчит) разностями. Содержание Al_2O_3 в них от 1.75 до 8.27%, CaO - 5.63%, количество NaO достигает 4.58%. Железистость актинолитов колеблется от 37 до 45%, ферроэденитов и винчита достигает 46-49%; железистость хлоритов – 38-45%. С амфиболами ассоциирует почти чистый фенгит. (Phn 98, Par2). Сосуществование в биотитовой субфации ферроэденита и винчита с фенгитом и парагонитом свидетельствует об условиях высоких давлений. Винчит диагностируется, в основном, в периферических частях порфиروبластов амфибола. Последний характеризуется неоднородным составом, наблюдается слабо выраженная проградная зональность: от центра к периферии повышается содержание Na, Al, Fe и понижается количество Mg и Ca. Белые калиевые слюды в биотитовой субфации представлены чистым фенгитом. Между пластинками фенгита в подчиненном количестве встречаются молекулы парагонита и мусковита.

Метаморфиты **гранатовой субфации** установлены в выходах Шаукольской свиты в ущельях рек Кубань и Баксан. Выделение субфаций основано на присутствии порфиروبластов граната альмандинового ряда. В ущ. р. Кубань метаморфиты Шаукольской свиты представлены слюдяными, слюдяно-хлорит-альбитовыми, слюдяно-хлорит-гранатовыми, слюдяно-гранат-хлорит-амфиболовыми, а также слюдяно-гранат-эпидот-амфиболовыми меланократовыми и лейкократовыми сланцами. Характерными парагенезисами для сланцев являются: Glim(Ms,Phn,Par) +Chl+Grt+Amp(Ca-amp,Na-amp)+Ep(Zs)+Ab+Qtz, Amp+Chl+Bt+Ab+Qtz, GlimChl+Grt+Ab+Qtz, Chl+Glim+Amp+Ab+Qtz, Chl+Glim+Amp+Ab+Qtz, Grt+Glim+Chl+Ep +Ka+Ab+Qtz, Chl± Bt+Ms+Qtz, Chl+Phn+Qtz, Phn+Ab+Qtz, Amp+Ep+Chl+Ab+Qtz.

В лейкократовых сланцах развиты белая калиевая слюда, кварц и натриевый амфибол (единичные зерна). Слюды различаются по составу, они отвечают фенгитам, типичным мусковитам и парагонитам. Альбит, как правило, образует крупные порфиробласты с частыми включениями кварца, слюд и хлорита. Гранат зональный, развиты как мелкие так и крупные порфиробласты. Натриевые амфиболы (винчит, кроссит и глаукофан) образуют выделения различной формы и размеров в парагоните, являясь, согласно нашим данным, продуктом распада твердого раствора. Возникают они также в результате реакционных замещений за счет хлорита и эпидота. Меланократовые сланцы состоят из эпидота, хлорита, порфиروبластов альбита и натриево-кальциевых и натриевых амфиболов. Последние развиваются в хлорите, что в условиях высокого давления обусловлено повышенным содержанием Si, Na, Ca и недостаточным - Al, Fe, Mg. Продукты, возникшие в результате реакций обычно имеют неправильные формы. Хлорит (железистость 41-49%) является наиболее распространенным минералом Шаукольской свиты, в нем также наблюдаются твердофазовые превращения с новообразованными микрокристаллами слюды. Амфиболы представлены кальциевыми и натриевыми разностями, между которыми по данным микронзондового анализа, устанавливаются реакционные взаимопереходы. Нами зафиксирован также распад твердого расплава амфиболов: Ca - амфибол → Na амфибол. Микрокристаллы последнего имеют более правильные формы. По химическому составу

выделяется много разновидностей Na - амфибола. В целом, амфиболы представлены кальциевыми (ферроэдениит, ферроэдениитовая роговая обманка), кальциево-натриевыми (барруазит, ферробарруазит, катафорит) и натриевыми (глаукофан экерманит, кроссит) разновидностями. Большинство микрокристаллов амфибола имеет гетерогенный состав. В центре кристаллов содержание Fe - 65-73%, Al_2O_3 от 7.44 до 11.04%, Na_2O - 27-10.22%; с амфиболами часто ассоциирует чистый парагонит, а в белой калиевой слюде встречаются правильные удлиненные микрокристаллические выделения натриевого амфибола. Последние (глаукофан, кроссит, экерманит) приурочены к мусковит-хлорит-кварцевым сланцам с порфиробластами граната и альбита, развитым почти во всех выходах Шаукольской свиты. Na - амфиболы имеют неоднородный состав; в кристаллах глаукофановые фазы окаймляются темносиним кросситом или ферроэдениитом. В отдельных случаях кроссит приурочен к центральной части кристаллов, а вдоль их периферии развит кальциевый амфибол (ферроэдениит, ферроэдениитовая роговая обманка), но иногда последовательность обратная. Ассоциация натриевых, кальциево-натриевых и кальциевых амфиболов может существовать благодаря реакционным замещениям в сосуществующих равновесных фазах или в результате распада твердых растворов. В процессе изовалентного и гетеровалентного изоморфного замещения, в натриевых амфиболах (глаукофан, кроссит, экерманит) отмечаются непрерывные переходы химического состава, что и определяет существование непрерывного ряда разновидностей. Белая калиевая слюда представлена фенгитом и почти чистым парагонитом. Высокое содержание фенгитовой молекулы в белой калиевой слюде, находящейся в равновесии с кросситом, свидетельствует о высоких значениях давления во время метаморфизма пород. В парагоните вдоль плоскости спайности развиты выделения микрокристаллов натриевого амфибола с удлиненными, геометрически правильными формами, являющиеся, по нашему мнению, продуктами распада твердого раствора. Гранат, как правило, имеет зональное строение. В центре его зерен преобладают молекулы спессартина, а на периферии растет содержание молекул альмандина и пиропового минала. В частности, $MgO = 0.14-1.34\%$, пироповый минал составляет 1-6%; содержание CaO высокое – 7.01-13.21% (гроссуляровый минал – 20-34%), что может свидетельствовать о высоких значениях давления. Железистость гранатов колеблется в пределах 91-94%.

Метаморфиты **Хасаутской серии**, также как и породы Чегемской серии, испытали проградный региональный метаморфизм в условиях добиотитовой, биотитовой и гранатовой субфаций.

В **добиотитовой субфации** среди метаморфитов серии распространены парагенезисы: $Chl+Ser+Qtz$, $Chl+Ab+Qtz$, $Chl+Ep+Ab+Qtz$. Метаморфизму этой субфации подверглись породы Джаланкольской и Муштинской свит, представленные филлитами, кварц-альбитовыми и актинолитовыми сланцами, а также образования верхних горизонтов Шиджатмазской и Мораликольской свит со следующими парагенезисами: $Ser+Chl$, $Ab+Qtz+Ep$, $Chl+Ep+Chl+Ab.Qtz+Ab$.

Метаморфизм **биотитовой субфации** испытала часть пород Джаланкольской, Муштинской, Кубанской, Малкинской, Мораликольской и Шиджатмазской свит. Минеральные парагенезисы пород: $Ab+Qtz$, $Act+Chl+Ab$, $Phn+Ab+Chl+Qtz\pm Bt$, $Ser+Qtz+Chl\pm Ab$ (см. рис.1).

Амфиболы представлены Ca- и Na-амфиболами с синеватым оттенком. Белая калиевая слюда, в основном, отвечает чистому фенгиту; количество парагонита незначительное; хлорит иногда замещается амфиболом.

Минеральные парагенезисы развитых в серии кварц-альбит-хлоритовых, кварц-альбит-слюдяных, амфиболовых и эпидотовых сланцев, а также роговообманковых метапорфиритов представлены: $Glim(Phn_{59-88}, Ms_{0-20}, Par_{12-21})+ Ab+Chl_{55-79}+Qtz$, $Phn+Ab+Ep+Qtz$, $Amp(Ca-amp, Na-amp)+Ep+Chl+Ab+Qtz$, $Phn+Ab+Chl+Bt$.

МИНЕРАЛЫ	Субфации метаморфизма и минеральные парагенезисы		
	Добиотитовая	Биотитовая	Гранатовая
Альбит			
Хлорит			
Цоизит- Эпидот			
Гранат			
Фенгит			
Парагонит			
Биотит			
Мусковит			
Хлоритоид			
Актинолит			
Кроссит			
Глаукофан			
Баррузит			
Винчит			
Роговая обманка			
Жадеит			
Сфен			
Кальцит			
Арагонит			
Лавсонит			
Пумпеллит			
Стильпноелан			
Пьомонит			
Кварц			
	<p>Ser+Chl, Ab+Qtz+Ep, Chl+Qtz+Ab, Ep+Chl+Ab, Chl+Act+Phn+Ab, Chl+Phn+Ab+Qtz+Stp Chl+Ep+Par+Ab Chl+Ser+Qtz, Chl+Ab+Qtz, Chl+Ep+Ab+Qtz.</p>	<p>Amp (Act, Fed, Win, Bar)+Chl+Ab+Qtz, Amp+Chl+Ep(Zs)+Ab+Qtz, Chl+Bt+Ab+Qtz, Amp+(Act, Fed, Win, Bar)+Chl+Ep+Ms(Phn, Par)+Ab+Qtz, Chl+Ms+Ab+Qtz, Amp+Chl+Ms+Ab+Qtz, Chl+Ms+Ab+Qtz+Ka, Chl+Phn+Qtz, Phn+Ab+Qtz, Amp+Ep+Chl+Ab+Qtz. Ab+Qtz, Act+Chl+Ab, Phn+Ab+Chl+Qtz±Bt, Ser+Qtz+Chl±Ab Glim (Phn₅₉₋₈₈, Ms₀₋₂₀, Par₁₂₋₂₁)+Ab+Chl₅₅₋₇₉+Qtz, Phn+Ab+Ep+Qtz, Amp(Ca- amp, Na- amp)+Ep+Chl+Ab+Qtz, Phn+Ab+Chl +Bt.</p>	<p>Glim (Ms, Phn, ar)+Chl+Grt+Amp (Ca-amp, Na-amp)+Ep(Zs)+Ab+Qtz, Amp+Chl+Bt+Ab+Qtz, Glim+Chl+Grt+Ab+Qtz, Chl+Glim+Amp+Ab+Qtz, Chl+Glim+Amp+Ab+Qtz, Grt+Glim+Chl+Ep+Ka+Ab+Qtz, Chl±Bt+Ms+Qtz, Chl+Phn+Qtz, Phn+Ab+Qtz, Amp+Ep+Chl+Ab+Qtz. Glim (Phn₈₅; Ms₅; Par₁₀)+Grt₉₅+Chl₅₀+Ab+Qtz, Grt+Glim+Chl±Bt+Ab+Qtz, Amp (Act, Fed, Win)+Glim (Phn₈₉, Ms₂, Par₁₀)+Ab+Chl+Qtz, Amp±Ep+Chl+Ab±Bt</p>

Рис. 1. Минеральные парагенезисы Бечасынского метаморфического комплекса и их проградные изменения

Пунктирными линиями показаны минералы, пользующееся в субфациях ограниченным распространением, а точечными – возможные минералы.

В условиях **гранатовой субфации** метаморфизована большая часть пород Кубанской и Малкинской свит. Парагенезисы субфаций: $Glm(Phn_{89}, Ms_2^3Par_{10}) + Ab + Chl + Qtz$, $Amp \pm Ep + Chl + Ab + Vt$ (см. рис.1). Амфибол представлен натриевыми и кальциевыми разновидностями. В центре кристаллов обычно развиты кальциевые, а по периферии – натриевые амфиболы. Химический состав амфиболов неоднородный, наблюдается проградная зональность: от центра к периферии возрастает содержание Al_2O_3 и Na_2O . Центр занимает Са-амфибол, а периферию - винчит и глаукофан. Гранаты характеризуются проградной зональностью: центр кристалла по сравнению с краевой частью содержит больше кальция и марганца, а на периферии возрастает количество железа и магния. Железистость хлорита колеблется от 50 до 55%. Слюда представлена фенгитом, однако между его пластинками встречается до 10-12% чистого парагонита.

Глава 4. Реакционные и твердофазовые превращения Бечасынского метаморфического комплекса

4.1. Чегемская серия

Образование натриевых амфиболов связано с реакционными замещениями между хлоритом, эпидотом и амфиболами, а также с их твердофазовыми превращениями. Этот вывод подтверждается развитием в кристаллах хлорита реакций замещения его кросситом с постепенными переходами между этими минералами. Границы между ними не устанавливаются, переходы имеют расплывчатые очертания. Во втором варианте - на процесс распада твердого раствора указывает возникновение в парагоните выделений натриевого амфибола клинообразной формы. В элементарной ячейке парагонита свободно размещается натриевый амфибол, образованию которого способствует низкое содержание алюминия и калия и высокое – железа, магния и кальция. При этом, в обоих минералах содержится вода в виде гидроксильной группы.

Продукты распада твердого раствора в нашем случае имеют хорошо выраженные кристаллические формы с четкими ограничениями. Выделения натриевого амфибола вытянуты вдоль его кристаллической оси *C* находятся в структуре слюды. Совпадения их кристаллических осей следующие: ось *A* глаукофана совпадает с осью *C* парагонита с зависимостью между их размерами 1:2; ось *C* глаукофана совпадает с осью *A* парагонита; оси *B* обоих минералов совпадают. Превращения имеют гетерогенный характер и нередко образуют смешанные структуры.

Характерные для хлорит-гранат-амфиболовых сланцев Чегемской серии фазовые превращения: актинолит → кроссит, парагонит → кроссит (глаукофан) происходят в условиях постоянного объема. На границе между двумя фазами дислокации несоответствия и напряжения другого характера не установлены; границы когерентные; в матричной фазе между катионами происходят диффузионные изоморфные замещения. В парагоните продукт твердого распада – глаукофан возникает только в условиях низкого содержания алюминия и высокого - железа, магния и кальция. В Чегемской серии переходы между парагенезисами биотитовой и гранатовой субфаций постепенные, четкую границу между ними провести невозможно. Вышеописанные превращения зафиксированы в метаморфитах всех единиц Чегемской серии, парагенезисы их идентичны, четко выраженные зональные, либо неоднородные участки отсутствуют.

4.2. Хасаутская серия

Между отдельными минералами Хасаутской серии также развиты реакционные замещения и твердофазовые превращения: парагонит → натриевый амфибол, актинолит → натриевый амфибол, хлорит → слюда.

Привлекает внимание химический состав слюд, в большинстве случаев имеющих зональное строение. В микрокристаллах развиты пластинки парагонита, фенгита и чистого мусковита. Иногда чередование перпендикулярно оси *C*. В оптическом микроскопе видно, что на отдельных участках пластинок слюды присутствуют выделения Na-амфиболов удлиненной правильной формы, однако распространение их ограничено окружением слюд. Возникновение натриевых амфиболов связано с распадом твердых растворов и происходит в породах, богатых кальцием, магнием, железом и бедных – калием.

Парагенезисы метаморфитов биотитовой и гранатовой субфаций часто совпадают, переходы между ними постепенные. Реакционные замещения и твердофазовые превращения фактически представлены одними и теми же парагенезисами. Минералы характеризуются зональным и различного типа неоднородными строениями.

Глава 5. Петрогенная модель и геодинамические условия формирования Бечасынского комплекса

Как известно, глаукофановые сланцы преимущественно развиты в виде узких зон, протягивающихся на большие расстояния; их формирование связывают с глубинными разломами, на ранних стадиях развития заполняющимися, аналогично современным океаническим желобам, кремнисто-базальтоидными образованиями. Согласно теории тектоники плит, эти структуры возникают в результате расширения дна океана и погружения океанической коры под континентальную, при этом, могут создаваться специфические условия для возникновения глаукофановых сланцев – низкие температуры и высокие давления. Образование глаукофановых сланцев может быть связано и с внутриконтинентальными обстановками.

На диаграмме Н.Л.Добрецова и др. (1974), построенной для минеральных равновесий системы $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO} - (\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3(\text{SiO}_2+\text{H}_2\text{O})$, изученные метаморфиты занимают область развития глаукофановых сланцев, а также захватывают промежуточное поле между породами фации зеленых сланцев и глаукофановыми сланцами (рис. 2); интервал давления находится в пределах 7-14 кбар. Значения температуры отвечают 400-500⁰С, хотя и не исключаются как более высоко- так и низкотемпературные условия. Следовательно, опираясь на установленные минеральные парагенезисы и данные геотермобарометрии, метаморфиты изученного района по P-T режиму можно отнести к нетипичной глаукофановой фации метаморфизма, выделенной А. Миасиро (1976).

Глаукофаносодержащие метаморфиты бассейна р.Кубань отвечают высокотемпературной группе сланцев глаукофановой фации и представлены эпидот-гранат-фенгит-парагонит-глаукофановыми разностями. Согласно классификации Н.Л.Добрецова и др. (1974), они соответствуют кроссит-винчитовой и глаукофан-эпидотовой субфациям. Отсутствие хлоритоида в изученных минеральных ассоциациях можно объяснить особенностями химизма, в частности, низкой глиноземистостью.

Как уже отмечалось, Бечасынский метаморфический комплекс испытал байкальский, каледонский и позднегерцинский региональный метаморфизм (Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2005). В то же время комплекс несогласно перекрывает силур-ордовикскую Урлешскую свиту, претерпевшую лишь анхиметаморфизм (Цуцунава, 2005). К тому же, в базальных конгломератах Урлешской свиты встречается галька кварц-серицит-хлорит-альбитовых пород. Каледонские (Бескес-Мошевая) и позднегерцинские (Малка и Кубань) гранитоиды внедряются в уже метаморфизированные породы Бечасынского комплекса. Ввиду того, что для фации глаукофановых сланцев гранитный магматизм не характерен, можно заключить,

что низкотемпературный метаморфизм высоких давлений связан с тектогенезом докембрийской эпохи.

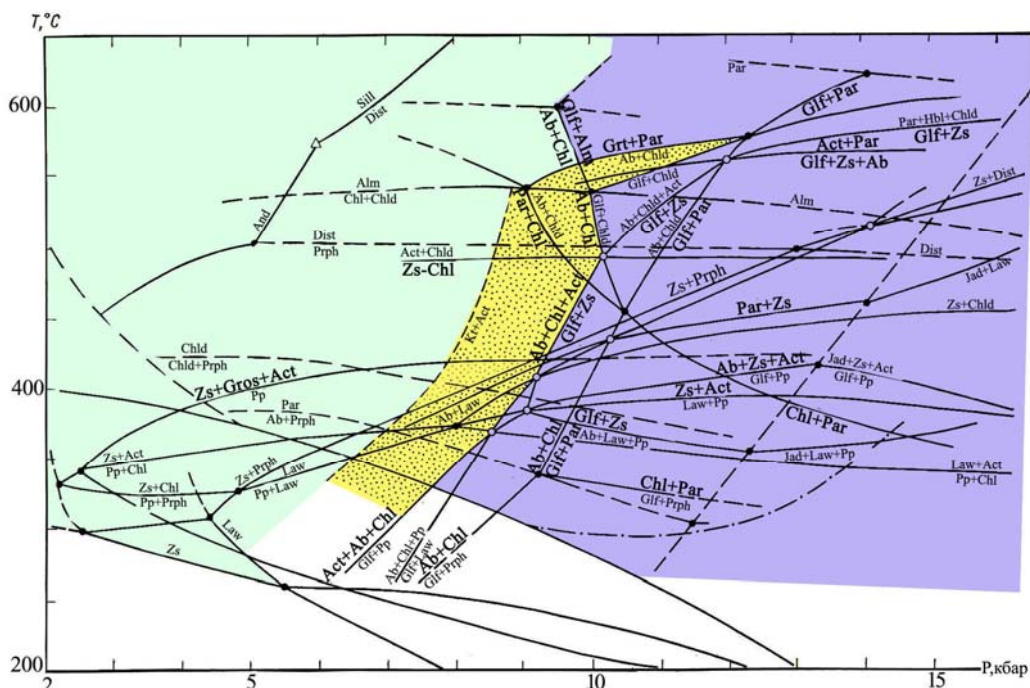


рис. 2. Минеральные равновесия в системе $\text{NaO-CaO-(Mg,Fe)O-Al}_2\text{O}_3 (+\text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O})$ при $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{общ}}$ по экспериментальным и расчетным данным

Пунктирные линии – линии равновесий, предполагаемых или дискуссионных, штрих-пунктирная линия – кинетический прецел метаморфизма. Точками показано P-T-поле, переходное от зеленосланцевой к глаукофан-сланцевой фации. Пучки с кружками относятся к полной системе (с четырьмя виртуальными компонентами), остальные пучки – к частным системам.

Выводы

- На основании детального геологического и петроминералогического изучения Бечасынского метаморфического комплекса установлено, что породы Хасаутской и Чегемской серий испытали в докембрии проградный региональный метаморфизм в условиях фации глаукофановых сланцев.
- Добиотитовая, биотитовая и гранатовая субфации проградного регионального метаморфизма выделены с помощью маркирующих натриевых амфиболов, слюд и гранатов, обладающих зональным строением и неоднородным химическим составом.
- В результате изучения морфолого-структурных и химических особенностей маркирующих минералов определены термодинамические условия и геодинамический режим их образования.
- Натриевые амфиболы встречаются почти во всех свитах метаморфитов Чегемской и Хасаутской серий. В биотитовой субфации они представлены ферроэденитом, винцитом и барруазитом, а в гранатовой – ферроэденитом, экерманитом, барруазитом, кросситом и глаукофаном.
- Глаукофан возникает в результате реакционных превращений хлорита и эпидота, а также при твердофазовом распаде слюды.

- С помощью многочисленных аналитических данных установлено, что глаукофансодержащие метаморфиты Чегемской и Хасаутской серий относятся к высокотемпературной (400-500°C) ступени фации глаукофановых сланцев. Их формирование происходило во внутриконтинентальных условиях. Низкоградиентному высокобарическому (7-14 кбар) региональному метаморфизму породы подверглись в байкальскую эпоху.

Публикации связанные с темой диссертации

1. Новые минералого-петрологические данные о Шаукольской свите Бечасынского метаморфического комплекса. Н.Г. Попоразде, С.Г. Гвелесиани. Академия наук Грузии, Геол. инст., нов. сер., вып. 114, 1999 г. с. 204-209.
2. Ламелярные выделения в микрокристалле антофиллита. И.П. Хаджи, Н.Г. Попоразде, С.Г. Гвелесиани, Академия наук Грузии, Геол. инст., нов. сер., вып. 115, 2000 г. с. 361-366.
3. Об изоморфизме и распаде твердых растворов в силикатах. Н.Г. Попоразде, С.Г. Гвелесиани, Академия наук Грузии, Геол. инст., нов. сер., вып. 117, 2002г, с. 323-329.
4. Гвелесиани С.Г. Попоразде Н.Г. Глаукофановые сланцы Бечасынского метаморфического комплекса. Ж. "Нефть и Газ Грузии". №19, 2006. с. 41-49.
5. Гвелесиани С.Г. Попоразде Н.Г. Новые данные о глаукофановых сланцах Бечасынского метаморфического комплекса (Северный Кавказ). Ж. "Нефть и Газ Грузии". №19, 2006. с. 63-68.