

Академия наук СССР  
Уральский научный центр  
Институт Геологии и геохимии  
им. акад. А.Н.Заварицкого

Министерство геологии  
РСФСР  
Уральское территориальное  
геологическое управление

МАГМАТИЗМ, МЕТАМОРФИЗМ И ОРУДЕНЕНИЕ  
В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ УРАЛА

Тезисы докладов  
Третьего Уральского петрографического  
совещания

I

Свердловск  
1974

Академия наук СССР  
Уральский научный центр  
Институт Геологии и геохимии  
им. акад. А.Н.Заварицкого

Министерство геологии  
РСФСР  
Уральское территориальное  
геологическое управление

553.2+559.3(063)

МАГМАТИЗМ, МЕТАМОРФИЗМ И ОРУДЕНЕНИЕ  
В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ УРАЛА

Тезисы докладов  
Третьего Уральского петрографического  
совещания

I

Общие вопросы. Западный склон.  
Зауралье.

Свердловск  
1974



1256

Третье Уральское петрографическое совещание посвящается связям магматизма, метаморфизма и ассоциированного с ними ору-  
денения с геологической историей и геологическим строением  
Урала и его отдельных зон.

Совещание организуется институтом геологии и геохимии  
УНЦ АН СССР и Уральским территориальным геологическим Управле-  
нием Министерства геологии РСФСР при участии организаций, веду-  
щих геологические работы на Урале: Академии наук СССР (Ильмен-  
ский государственный Заповедник УНЦ, Башкирский и Коми филиалы,  
ИГЕМ и ГИН), ИГН АН Каз ССР, территориальных геологических  
управлений (Башкирского, Западно-Казахстанского, Оренбургского,  
Северо-Казахстанского, Тюменского, Ухтинского), научно-исследо-  
вательских институтов Министерства геологии СССР (ВСЕГЕИ,  
ИМГРЭ, ЦНИГРИ), вузов (Свердловский горный институт, Москов -  
ский государственный университет) и др.

Тезисы докладов сгруппированы в три выпуска:

- I. Общие вопросы. Западный склон. Зауралье.
- II. Ультрабазиты. Граниты. Метаморфизм.
- III. Вулканизм. Металлогения.

Редакционная коллегия:

Б.В.Баранов /секретарь/, К.К.Золосев, В.М.Нечухин,  
Д.С.Штейнберг /редактор/.

В.И.Петров  
ИГЕМ, Москва

ПРОБЛЕМА СТАНОВЛЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

1. Облик магматической горной породы, а часто и ее состав определяются не только составом исходной магмы, но и многими процессами, протекающими в остывающем магматическом теле в процессе его становления, после выполнения магмой кристаллизационной камеры (условное название "постинтрузивные процессы").

2. Определяет ход большинства постинтрузивных процессов глубинность выполнения магмой кристаллизационной камеры.

3. Возможности и большая значимость явлений ассимиляции вмещающих пород. Область явлений возможной ассимиляции служат интрузии малой и средней глубинности. Десилификация, ее пределы и возможности. Признаки отличающие ее от ассимиляции и метасоматоза.

4. Расслоенность интрузивов как важнейший признак существования в природе процесса кристаллизационной дифференциации. Приуроченность этого процесса к интрузивным образованиям и средней глубинности. Возможность образования в результате кристаллизационной дифференциации крупных массивов пород, отличающихся по составу от состава первоначальной магмы. Огромное геологическое значение габбро-дунитовых расслоенных комплексов. Вероятность явлений фильтрпрессинга и появления в результате "дополнительных" интрузивов в смысле В.С.Коптева-Дворникова. Малая вероятность позднего внедрения первичной магмы в уже занятую магматическую камеру.

5. Проблема отделения летучих от магмы. Вероятное интенсивное воздействие летучих вне камеры кристаллизации. Одинаковость поведения венильных летучих и летучих, извлеченных из контактного поля. Метасоматоз. Влияние остаточных летучих на уже закристаллизованные части; аутометасоматоз. Грейзенизация.

6. Природа жильного комплекса; аплиты и пегматиты. Различные возможности удержания летучих в процессе кристаллизации наиболее-вероятная причина образования аплитов и пегматитов. Кварцевые анатектиты Алдана. Лампрофирн.

7. Посткристаллизационные явления в горной породе. Мета -

морфизм магматической горной породы.

8. Необходимость углубленных геолого-структурных исследований для полной расшифровки постинтрузивной истории магматических тел.

В. А. Нарсеев  
КазИМС, АЛМА-АТА

#### ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ В СВЕТЕ ТЕОРИИ ПОЛИМЕРИЗАЦИИ И ПРОБЛЕМА СВЯЗИ ОРУДЕНЕНИЯ С МАГМАТИЗМОМ

В докладе рассмотрены различные механизмы дифференциации расплавов, их влияние на динамику отделения рудного вещества и характер связи магматитов и оруденения. Выделяется три группы процессов дифференциации - статистическая гравитационная, эндокинетическая конвекционная, динамическая вязкостная. В первую группу входят: эманационная (по галоидной и серно-углекислой схеме), кристаллизационная (салического и фемического профилля), ликвационная (по механизму расслоения и собственно ликвации). Во второй группе выделены энергетический и гравитационный, а в третьей - вязкостной и флотационный типы дифференциации.

При обсуждении причин дифференциации основное внимание уделено взаимодействию исходных расплавов с потоками глубинного вещества и энергии. Показано, что даже простое "продувание" магматических расплавов потоками водорода будет приводить к необратимым процессам полимерных превращений и дифференциации расплавов. Эти процессы сопровождаются генерацией углеводородных и гидроксилводородных флюидов. Интересные возможности при обсуждении дифференциации открываются при использовании представлений о расслоении и микроликвации силикатных расплавов. В докладе выделены две группы ликвационной дифференциации. Первая из них (традиционная) описывает процесс в сульфидно-силикатных и окисно-силикатных системах. За ней сохранено определенное по существу название собственно ликвации. Вторая группа процессов - расслоение силикатных "жидкостей" на микро, - а затем и макро - неоднородные области - успешно может быть применена при анализе дифференциации кислых магм.

факторами, определяющими тот или иной механизм дифференциации, является состав, температура и степень термостатированности, степень переохлаждения, оптимум запаса энергии расплава, наличие флюсующих присадок и катализаторов.

На ряде Казахстанских примеров рассматривается характер связи магматитов и Золотого, редкометального, железорудного, хромитового оруденения.

О.Н.Грязнов

СГИ, Свердловск

### ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ И КОМПЛЕКСЫ ПОЗДНИХ СТАДИИ РАЗВИТИЯ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Магматические формации поздних стадий развития складчатых областей принадлежат двум классам вулканогенных плутогенных (плутонических, интрузивных) формаций. Нет оснований для выделения третьего самостоятельного класса - вулканоплутонических формаций. Плутонические (интрузивные) формации представляют собой ассоциации не связанных с вулканизмом интрузивов - эпи-, мезо- и катазональных (по Л.Баддингтону).

Под вулканогенной формацией понимается вся совокупность генетически связанных магматических пород, возникших в различных фациальных условиях в результате эволюции магматического расплава - от пород, образовавшихся на поверхности, до пород корневых зон вулканов. Иными словами, вулканогенная формация объединяет генетически связанные эффузивные и интрузивные породы, явившиеся производными одной исходной магмы, генерированной в определенной тектонической обстановке.

В составе вулканогенных формаций поздних стадий развития складчатых областей выделяются породы эффузивно-пирокластической (поверхностной, покровно-потоковой), жерловой, субвулканической и гипабиссальной (корневых зон вулканов) фаций. Количественные соотношения между ними различны и варьируют в значительных пределах. В зависимости от этого вулканогенные формации представлены, как правило, несколькими фациальными типами вулканогенных комплексов.

В вулканогенный комплекс объединяются генетически связанные породы близкого (или даже тождественного) химического состава, возникшие из одного магматического очага, но образовавшиеся в различных фациальных условиях в течение сравнительно небольшого отрезка времени (андезиты-андезитовые, диоритовые порфириты - диориты; трахиты - трахитовые, сиенитовые порфиры - сиениты и т.д.). В вулканогенных формациях орогенного этапа развития складчатых областей могут быть выделены пять фациальных типов вулканогенных комплексов: вулканический, интрузивно-вулканический, субвулканический, вулканоминтрузивный и интрузивный (гипабиссальный или корневых зон вулканов). Тип комплекса определяется количественными соотношениями пород различной фациальной принадлежности и их геолого-структурным оформлением (вулканические поля, вулканотектонические депрессии, кальдеро-плутониты и др.).

В.Г.Гарьковец, А.К.Бухарин, А.А.Землянов,  
В.А.Нелюбов, В.В.Баранов  
МГ Узб.ССР, Ташкент

#### ЗНАЧЕНИЕ ГЕОЛОГО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО СОПОСТАВЛЕНИЯ УРАЛА И ТЯНЬ-ШАНЯ В ПРОГНОЗИРОВАНИИ КОМПЛЕКСА ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Специальные многолетние исследования вопросов тектоно-магматического и металлогенического развития Тянь-Шаня и Урала убедительно свидетельствуют о том, что Тургай и Срединный Тянь-Шань, Восточный Урал и Южный Тянь-Шань развивались в сходном тектономагматическом плане в докембрийско-верхнепалеозойской геологической истории и представляют собой части единого целого - Тургайско-Сырдарьинского срединного массива и Восточноуральско-Южнотяньшанской эвгеосинклинальной системы, являющихся крупными геоструктурными элементами части протяженного Урало-Тяньшанского складчатого геосинклинального пояса Евразии.

Единство структурного положения, строения и тектонической природы позволило выделить в пределах рассмотренной части пояса восемь единых сквозных урало-тяньшанских зон: Байконуро-Нарынскую, объединяющую Байконурскую и Каратау-Нарынскую зоны; Купмурунско-

Сырдарьинскую, объединяющую Центральную-Тургайскую и Сырдарьинскую зоны; Кустанайско-Кураминскую, объединяющую Валерьяновскую и Кураминскую зоны; Денисовско-Карачатирскую, объединяющую Денисовскую и Северобукантаускую зоны; Зауральско-Букантаускую, объединяющую Зауральскую и Южнобукантаускую зоны; Иргиз-Тамды-Надирскую, объединяющую Восточноуральскую (прогиб) и Туркестано-Алтайскую зоны; Мугоджаро-Алайскую, объединяющую Восточноуральскую (поднятие) и Зарафшано-Туркестанскую зоны и Магнитогорско-Гиссарскую, объединяющую Тагило-Магнитогорскую, Восточно-Алайскую (Китармайскую), Южногиссарскую и Зарафшано-Алайскую зоны.

Изучение природы магнитного поля пояса позволило объяснить характер сочленения зон Урала и Тянь-Шаня по Урало-Тяньшанскому сдвигу, с амплитудой горизонтального перемещения по нему частей единых урало-тяньшанских зон порядка 100 км.

Выделенные зоны рассматриваются как единые структурно-металлогенетические единицы пояса, сохраняющие на всем протяжении признаки индивидуальных металлогенетических особенностей.

Кустанайско-Кураминская зона характеризуется сквозным развитием скарново-железородного оруденения. Отличием тяньшанского сектора зоны является развитие в нем меднопорфирового, скарново-полиметаллического, серебро-полиметаллического, медно-висмутового, флюоритового и золотого типов оруденения, не известных пока в ее уральском аналоге. В связи с этим можно предположить обнаружение тяньшанского комплекса полезных ископаемых в Валерьяновской зоне Урала, а железного оруденения соколовско-сарбайского типа - в закрытой тяньшанской части зоны.

Для Денисовско-Карачатирской зоны характерен сквозной фемический профиль металлогенетической специализации. На всем протяжении зона рассматривается как потенциально колчеданоносная и золотоносная структура с возможным развитием в ней комплекса полезных ископаемых, связанных с ультраосновными породами и свинцово-цинкового телетермального оруденения.

Зауральско-Букантауская зона характеризуется фемическим - сиалическим профилем специализации, ведущий тип минерализации - золоторедкометаллический. Особенности уральской части зоны - в больших масштабах проявления ультраосновного магматизма и связанного с ним промышленного эндогенного оруденения, развитии проявлений пьезокварца, хрусталеносных кварцевых жил, скарново-

железо-медного оруденения; тяньшанской части - в развитии, наряду с золотом, сурьмяного оруденения, неизвестного пока в уральской части.

Крғиз-Тамды-Надирская зона характеризуется сквозным фемическим профилем металлогенической специализации, с развитием колчеданного, скарново-железородного, свинцово-цинкового, сурьмяного, золото-сурьмяно-ртутного оруденения и комплекса полезных ископаемых, связанных с ультраосновными породами. Отличие уральской части зоны - в больших масштабах известных проявлений железа и меди; тяньшанской части - в более интенсивном проявлении, до образования промышленных концентраций, свинцово-цинкового и ртутно-сурьмяного оруденения.

Мугоджаро-Алайская зона - ярко выраженная золото-редкометалльная (скарново-шеелитовая) зона пояса, с резко подчиненным развитием, незначительного по масштабам оруденения фемического профиля. На всем протяжении зоны широко развито верхнепалеозойское золотое оруденение. Для тяньшанского сектора зоны характерно промышленное золотое оруденение сингенетично-эпигенетического "кызылкумского" типа докембрийской металлогенической эпохи, не установленное пока на Урале.

Металлогенический облик Магнитогорско-Гиссарской зоны определяет разнообразное эндогенное оруденение фемического ряда - колчеданное, медно-колчеданное, колчеданно-полиметаллическое, скарново-железородное, скарново-медное, медно-кобальтовое, борнит-титаномагнетитовое, сульфидно-никелевое, хромитовое и др., отчасти еще не выявленное или установленное в малых количествах в Тянь-Шане. В тяньшанской части зоны более интенсивно проявлено редкометальное оруденение в связи с гранитоидным орогенным магматизмом, и ртутное - с постконсолидационной активизацией.

Намечены поперечные структуры (сегменты) Урало-Тяньшанского пояса, характеризующиеся индивидуальными признаками, обладая, наряду с этим, общими для всего пояса особенностями тектоники, магматизма и металлогении.

Дальнейшее исследование вопросов связи структур Урала и Тянь-Шаня и изучение закономерностей развития Урало-Тяньшанского пояса целесообразно продолжить совместными работами специалистов различных профилей и заинтересованных организаций Урала, Казахстана и Узбекистана.

## К ВОПРОСУ О ВНЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНОМ МАГМАТИЗМЕ НА УРАЛЕ

В среднем и верхнем палеозое, а также в мезозое, в целом ряде структурно-формационных зон Урала активно проявлялся магматизм, для которого характерны две важные особенности: континентальный характер и тесная связь с системой субмеридиональных и поперечных им разломов.

Вулканы и интрузивные тела образуют протяженные цепочки, трассируя линии разломов, сосредотачиваются в узлах их пересечения, тесно связаны с вулканами центрального типа, нередко образуя вулканоплутоны со сложным пересечением интрузивных и эффузивных пород.

Особенно примечательная в этом отношении восточная часть южного Урала, где развиты магматические образования Магнитогорского, Соколовско-Сарбайского, Иргизского, Кулевчинского комплексов, прослеживающиеся в субмеридиональном направлении почти на 700 км.

Интрузивные массивы многофазные, сложного габбро-гранодиоритового и габбро-гранитового составов, но имеющие небольшие, как правило, размеры - 45-100 км кв., часто меньше, и реже больше.

Интрузивные тела сопровождаются комагматичными эффузивами, представленными также пестрой гаммой пород от базальтов до дацитов и липаритов, и формировавшихся в континентальных условиях. Ранее существовавшее утверждение о складчатом характере этих комплексов не подтверждается новыми исследованиями. Более того, в настоящее время уже значительная часть полевых материалов свидетельствует о том, что контролирующие этот магматизм разломы во всех случаях оказываются секущими по отношению к геосинклинально-складчатым образованиям. На структурных картах выделяются блоки, имеющие значительные относительные вертикальные перемещения, оконтуренные разломами, контролируемыми магматизмом, и содержащими массивы интрузивных пород, также

имеющие линейное расположение, обусловленное связью с дизъюнктивами, но уже внутриблоковыми.

Таким образом, очевидно, что, по крайней мере, после среднего девона в ряде зон Урала проявлялся внегеосинклинальный магматизм, связанный с разломно-блоковыми дислокациями.

Что это — "собственно орогенный" (в терминологии В.Е. Хаина) магматизм или сводово-блоковый, пока остается неясным по причине недостатка фактического материала. Несомненно лишь то, что он тесно связан с блоковыми движениями и контролируется разломами, секущими складчатые формы.

Следует заметить, что состав и структурные особенности магматических формаций этого этапа тектоно-магматической активизации Урала в высокой степени сходны с магматическими формациями областей с заведомо негеосинклинальным типом развития, таких как Становая зона на Дальнем Востоке (в мезозое), Селенгино-Олекминская зона в Забайкалье (в верхнем палеозое и мезозое) и других.

Проводя параллели дальше, можно сказать, что этот разломно-блоковый магматизм Урала весьма сходен с дат-палеоценовым магматизмом Сихотэ-Алиня, который также проявился на складчатом основании, и по времени образования близко примыкает к этапу новой активизации (альб-турон и дат-палеоцен), но имеет несомненно разломноблоковый характер. Соколовско-Сарбайский и Кулевчинский комплексы Урала сходны с Нижне-Амурским комплексом на Сихотэ-Алине и Удским — на Становике. Магнитогорский и Иргизский комплексы Урала не имеют принципиальных отличий в сравнении с Верхне-Удоминским и Мяо-Чанским комплексами Сихотэ-Алиня, Джугджурским — Становика, Бичурским — Забайкалья.

Таким образом, уже отмеченные исследователями признаки магматизма, не имеющие связи (по крайней мере — прямой) с геосинклинально-складчатыми процессами на Урале, несомненно объективны и требуют дальнейшего изучения и расширения. Можно ожидать, что внегеосинклинальный разломно-блоковый магматизм имеет на Урале значительно более широкое развитие, и преодоление традиционного подхода в интерпретации результатов изучения геологии магматических, особенно эффузивных, комплексов даст возможность осветить некоторые теневые стороны в сложной геологии Урала.

## О ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ СВЯЗИ КРАЕВЫХ ОКОНЕЧНЫХ ЗОН УРАЛА С ЭКЗОГОНАЛЬНЫМИ ВПАДИНАМИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

1. В настоящее время наряду с уникальной продольной структурно-формационной и металлогенической зональностью Уральской геосинклинали отмечается наличие на Урале поперечных блоковых структур, происхождение которых пока окончательно не выяснено.

Нам уже приходилось обращать внимание, что краевые оконечные зоны Урала — Мугоджары и Север Урала — вырисовываются как крупные блоки Уральской геосинклинали, тектонические условия развития которых обнаруживают сходные черты (Милецкий, 1972). Это также было подчеркнуто И.И. Бокком. На примере размещения на Урале глубинных хромитоносных формаций ультрабазитов и слюдоносных пегматитов, И.И. Бок обосновывает наиболее значительный денудационный срез Мугоджар и Полярного и Приполярного Урала, в результате которого в этих районах глубинные горизонты земной коры или даже верхней мантии были выведены на дневную поверхность. Таким образом всякая оконечность Урала и его Север определяются им как приподнятые блоки, а Средний Урал — как опущенная часть общей системы Урала (Бок, 1972).

2. Специфика тектонического режима краевых оконечных зон Урала, проявившаяся в преобладании восходящих движений, на наш взгляд, обуславливается тем, что их развитие находилось в тесной геотектонической связи с формированием глубочайших прогибов в восточной краевой части Русской платформы — Прикаспийской и Печорской экзогональных впадин. Можно предположить, что эта связь носила компенсационный характер. Интенсивные погружения на северном и южном сочленениях Русской платформы с Уральской геосинклиной обусловили восходящие движения прилегающих блоков Урала. Если максимальная амплитуда прогиба в Прикаспийской впадине составляет 16 км, а в Печорской — 7 км, то, вероятно, можно также говорить о весьма значительных вертикальных перемещениях положительного знака Мугоджар и Севера Урала.

3. Возникает целесообразность осуществления специального сопоставительного структурно-формационного и металлогенического

анализа Мугоджар и северной оконечности Урала, его полярной и приполярной частей.

Н.И.Халевин, А.М.Буньков, А.М.Виноградов,  
А.А.Кузнецов, А.М.Постникова  
ИГ УНЦ АН СССР, Свердловск; ОГЭ, ОРСК

## СТРУКТУРА МАГНИТОГОРСКОГО ПОГРУЖЕНИЯ ПО МАТЕРИАЛАМ СЕЙСМОЛОГИИ ВЗРЫВОВ

На территории Магнитогорского мегасинклинория Урала от широты г. Сибай на севере до широты г. Хромтау - на юге Институтом геофизики УНЦ АН СССР выполнены площадные пространственные сейсмические зондирования станцией "Поиск" и низкочастотные трехкомпонентные наблюдения станцией "Земля" с использованием упругих волн промышленных взрывов. В результате установлено следующее:

1. В земной коре выделяется три опорных отражающих горизонта. Первая граница, залегающая на глубине 5-14 км, отождествляется с ложем зеленокаменных пород (поверхность "гранито-гнейсового" слоя). Вторая граница соответствует кровле "базальтового" слоя (поверхность Конрада). Глубина до этой прерывистой границы изменяется от 17 до 25 км. Третья граница - поверхность Мохоровичича, глубина залегания которой колеблется от 45 до 52 км. В 5-7 км выше границы Мохоровичича выделяется контрастная отражающая граница, что дает основание предполагать под ней "коро-мантийную" смесь.

2. Устанавливается гетерогенное строение земной коры с ярко выраженной блоковостью и резким изменением сейсмических характеристик при переходе от одного блока к другому. Границы последних являются зонами глубинных разломов, имеющих субмеридиональную, субширотную и диагональную ориентировку. Ряд зон глубинных разломов совпадает с разломами, установленными по геологическим и другим геофизическим данным; эти разломы, как правило, прослеживаются в пределах земной коры. Глубинные разломы, ограничивающие крупные структурно-тектонические зоны, прослеживаются в пределах земной коры и в верхах верхней мантии Земли.

3. Установлено, что некоторые структурно-тектонические эле-

менты строения земной коры изменяются значительно при движении в меридиональном направлении, то есть вдоль уральских структур, а не в широтном, как это обычно считается.

4. Комплексная интерпретация на ряде субширотных профилей показывает, что земная кора мегасинклиория характеризуется повышенной плотностью пород, что связано, главным образом, с более высокой основностью "гранито-гнейсового" слоя и перекрывающих его образований. Установлена особая структура Вознесенско-Присакмарского синклиория: в западной части Сибайского профиля земная кора по петрофизическим характеристикам аналогична Центрально-Уральскому поднятию (миогеосинклиналь), а в районе Гайского-Магнитогорскому погружению (эвгеосинклиналь). На широте г. Гага установлена субгоризонтальная структура Халиловского и Ишкининского массивов основных и ультраосновных пород. Вертикальная мощность их составляет 3-4 км при горизонтальных размерах (в широтном направлении) 10-12 км.

5. По верхнему опорному отражающему горизонту установлено два локальных поднятия с амплитудой 3-5 км, расположенных в районе известных Сибайского и Гайского медно-колчеданных месторождений. Высказывается предположение об их генетической связи и, как следствие - обосновывается новый глубинный признак локализации колчеданного оруденения.

А.И.Степанов, А.А.Краснобаев  
ИГиГ УНЦ АН СССР, Свердловск

#### НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХРОНОЛОГИИ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА УРАЛА

Радиологические данные, полученные калий-аргоновым методом по биотиту, амфиболу и плагиоклазу из гранитоидов западной части Зауральского поднятия (Троицко-кенгусарская подзона), позволяют выделить три этапа в формировании гранитоидных комплексов: 470-450, 380-350 и 275-285 млн. лет. Рассматривается возраст различных гранитоидных массивов по отношению к выделенным этапам.

Позднепалеозойский магматизм юго-западной части Тургайско-

го прогиба (районы Качара, Припорожного, Ломоносовки) фиксируется по базальтам, диабазам, кварцевым порфирам. Значения возраста стдальных комплексов пород от 270 до 345 млн. лет, что, в общем, согласуется с биостратиграфическими и геологическими построениями.

Дайковый комплекс Ильменских гор характеризует наиболее поздние этапы магматизма в пределах Ильменогорского антикли - нория. Возраст сосуществующих амфиболов, биотитов, полевых шпатов и нефелинов из различных пегматитовых жил варьирует от 245-250 до 265-275 млн. лет.

Радиологический возраст пород формации малых интрузий (по Г.Ф.Червяковскому) Магнитогорского погружения - 250-270 млн. лет - согласуется с геологическими данными. Возраст вулканогенных образований Тагильского погружения - 270-500 млн. лет - не всегда может быть надежно интерпретирован. По-видимому, в результате изменения стекловатого мезостазиса пород соотношения калия и аргона имеют сложный характер.

Наиболее трудными для датирования являются комплексы пород с неоднократно наложенными метаморфическими процессами. К числу таких образований относится комплекс метаморфических пород Харбейского антиклинория, данные радиологического возраста по слюдам и амфиболам из гнейсов и амфиболитов которого позволяют отметить два этапа метаморфизма: 425-380 и 275-325 млн. лет.

Л.С.Лозовая, Р.Т.Меньшикова, Д.П.Аршинов  
ИГ БРАН СССР, Уфа

#### НОВЫЕ ДАННЫЕ РАДИОЛОГИЧЕСКОГО ДАТИРОВАНИЯ ПЛАГИОГРАНИТОВ И ТАБАШЕК ПЛАСТОВСКОГО МАССИВА

I. Результаты детального отбора проб и 20 новых определений абсолютного возраста (калий-аргоновый метод) гранитоидов и "табашек" из Пластовского массива позволяют обосновать заключение о том, что плагиограниты Пластовского массива подразделяются на две возрастные группы: 340 и 300 млн. лет. Время формирования существенно биотитовых и биотит-роговообманковых "табашек" по биотиту и роговой обманке находится в интервале от

245 до 220 млн. лет. Отсюда следует, что по данным калий-аргонового датирования, образование "табашек" значительно оторвано во времени от формирования вмещающих их плагиигранитов.

М.А.Гаррис, Л.С.Лозовая  
ИГ БРАН СССР, Уфа

## ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ СХЕМА МАГМАТОГЕННЫХ И МЕТАМОРФОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ УРАЛА

1. Сочетание изотопно-геохронологического и формационного подхода к изучению магматогенных и метаморфических образований позволило скоррелировать большинство конкретных формаций, расчленить пространственно совмещенные полиформационные комплексы, получить возрастные обоснования для выделения вулканоплутонических формаций и более объективно установить формационные наборы, характерные для главных подразделений геологической истории Урала.

2. Разработанные предварительные геохронологические формационные схемы показывают наборы формаций в интервале времени от раннего протерозоя до триаса включительно.

3. Обосновывается выделение в геологической истории региона трех мезоциклов в раннем протерозое, четырех мезоциклов в рифее и трех самостоятельных тектоно-магматических циклов в вендомии - палеозое (байкальский или вендомско-кембрийский, каледонский и герцинский).

В различных субмеридиональных тектонических зонах Уральской складчатой области и в субширотных их секторах интенсивность проявления и геологическое значение названных тектоно-магматических циклов существенно различаются. В зоне Магнитогорского мегасинклинория отмечается наиболее глубокая переработка довендомского и вендомско-кембрийского субстрата, с чем связаны долговременность тенденции к погружению этой структуры в палеозое и кратковременность каледонской инверсии (часть среднего девона).

4. Характер эндогенных формаций и их наборов показывает определенную направленность в смене геотектонических режимов

(протогеосинклинальный → платформенный → миеосинклинальный → эвгеосинклинальный → эпиплатформенный режим).

5. Начало эвгеосинклинального развития Уральской складчатой области относится к вендомю и полициклично продолжается до перми включительно. С триаса начинается эпиплатформенный этап.

6. Формационные наборы и одноименные формации каждого тектоно-магматического цикла обладают собственной геохимической и металлогенической специализацией, что необходимо учитывать при планировании и проведении геолого-поисковых работ.

Б.В. Баранов

ИГиГ УНЦ АН СССР, Свердловск

### СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УПРУГИХ СВОЙСТВ ДОКЕМБРИЙСКИХ И ПАЛЕЗОЙСКИХ ГРАНИТОВ УРАЛА

Из литературы известны данные С. Балакришны (1958) о повышенных сравнительно со средними значениях скоростей продольных волн для гранитов Индии, возраст которых 1150 млн. лет. Не безинтересно было сопоставить упругие свойства этих гранитов с докембрийскими гранитами Урала и палеозойскими гранитами Магнитогорского рудного поля (табл. I).

Таблица I

Упругие свойства гранитоидов различного абсолютного  
возраста

Массив	Абсолютный возраст млн. лет	Плотность г/см <sup>3</sup>	Vp км/сек		Литература <sup>х)</sup>
			при P, кг/см <sup>2</sup> 4000	I	
Бердяушский	1430	2,600	5,32	5,90	Тугаринов и др. 1970
Губенский	1350	2,645	4,21	5,32	" "
Рябиновский	1350	2,614	4,52	5,80	" "
Хайдерабад Индия	1150	2,654	5,40	6,44	Берч, 1964
Магнитогорский	335-360	2,623	5,22	5,94	Овчинников, 1963.

х) Для Уральских гранитоидов заимствованы только значения абсолютного возраста.

Обращаясь к плотности пород, можно видеть, что у исследованных Фр. Берчем образцов гранитного состава Индии она выше известных средних данных для этой петрографической группы. Пористость сравнительно невысокая (от 0,7 до 1,2%), находится в хорошем соответствии с определениями других исследователей (Г.Д. Афанасьева, Е.И. Бажк, Б.П. Беликова, М.П. Воларовича и др.). Сравнивая скорости продольных волн гранитоидов Индии и докембрийских (близких по абсолютному возрасту) гранитоидов Урала, отмечаем, что этот параметр на 4-15% выше для гранитоидов Хайдерабада, чем для Уральских. При этом следует оговориться, что Берч свои начальные измерения вел при давлении 10 кг/см<sup>2</sup>, когда влияние пористости и трещиноватости снижается, а наши замеры проведены при атмосферном давлении. Кроме того, граниты Губенского и Рябиновского массивов имеют более высокую пористость (2,4 и 2,6% соответственно).

1256  
Завышенные данные скоростей при давлении 4000 кг/см<sup>2</sup> в гранитоидах Хайдерабада, скорее всего, можно объяснить количественными соотношениями главных породообразующих минералов и повышенной плотностью, но не геохронологическим влиянием. Так как докембрийские граниты Бердяшского плутона и палеозойские граниты Магнитогорского массива имеют близкие значения скоростей как при атмосферном давлении, так и при давлении 4000 кг/см<sup>2</sup> можно предполагать, что фактор абсолютного летоисчисления не сказывается на изменении упругих параметров горных пород. Следует, впрочем, отметить, что для оценки влияния на скорость упругих волн такого фактора, как возраст горных пород, данных пока еще явно недостаточно и наши первые определения нельзя считать за окончательные.

Для более полного решения этого вопроса и возможного установления количественных соотношений между этими марками для различных пород подобные исследования необходимо продолжить.



ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДРЕВНЕЙШИХ  
ПОРОД УРАЛА

Предметом наших исследований послужили породы гнейсово-метаморфического комплекса Ахтенско-Александровской полосы, которые на основании геохронологических исследований Л. Н. Овчинникова, А. А. Краснобаева и др. считаются наиболее древними в зоне Центрально-Уральского поднятия.

Измерения физических параметров как в атмосферных условиях, так и в условиях всестороннего давления (до  $4000 \text{ кг/см}^2$ ) проводились с использованием оборудования, аппаратуры и методики, разработанных в Институтах физики Земли (Москва) и геологии и геохимии (Свердловск). Экспериментальные исследования упругих характеристик метаморфических образований при высоких давлениях выполнялись в связи с комплексным изучением физических свойств горных пород и глубинного строения этого региона. Все испытания образцов сопровождались петрографическим, минералогическим и химическим анализом. Данные экспериментов представлены в таблице.

Полученные результаты плотности показывают, что к числу наиболее тяжелых пород относятся израндиты и оливиновые пироксениты ( $3,35$  и  $3,24 \text{ г/см}^3$  соответственно), состоящие на  $85-90\%$  из темноцветных минералов (авгита, оливина, пироксена, амфибола и др.).

Наименьшим значением пористости характеризуются амфиболиты - в среднем  $2,90\%$ , наибольшим - гнейсы - до  $12\%$ .

Измерения скорости продольных волн (км/сек) показывают, что в породах близкого состава и плотности значения ее при атмосферном давлении варьируют от  $5,48$  до  $7,29$ . При всестороннем давлении  $4000 \text{ кг/см}^2$  величины изменения скоростей определены от  $6,30$  до  $7,72$  (в том и другом случае максимальные скорости у израндитов и оливиновых пироксенитов). Возрастание скорости с давлением происходит постепенно, плавно. Относительное изменение скоростей продольных волн с давлением в интервале от  $1$  до  $4000 \text{ кг/см}^2$  составляет в среднем  $12\%$ , что обусловлено в основном структурными особенностями породы (пористостью и микротрещиноватостью).

Физические свойства пород Ахтенско-Александровской полосы

П.П.	Плотность, Пористость,		Скорости продольных волн, км/сек, при давлениях кг/см <sup>2</sup>					Акустическая жесткость, г/см <sup>2</sup> .сек.
	г/см <sup>3</sup>	%	I	I000	2000	3000	4000	
I.	<u>3,24-3,35</u>	<u>4,17-5,01</u>	<u>6,59-7,29</u>	<u>7,16-7,46</u>	<u>7,32-7,59</u>	<u>7,60-7,67</u>	<u>7,67-7,72</u>	<u>22,0-24,2</u>
	3,31	4,55	7,02	7,34	7,48	7,63	7,70	23,1
2.	<u>2,96-3,21</u>	<u>2,42-3,42</u>	<u>5,86-6,00</u>	<u>6,49-6,94</u>	<u>6,63-7,12</u>	<u>6,75-7,25</u>	<u>6,80-7,30</u>	<u>17,5-18,8</u>
	3,06	2,90	5,92	6,70	6,87	6,98	7,03	18,3
3.	<u>3,05-3,19</u>	<u>5,36-11,83</u>	<u>5,48-5,88</u>	<u>6,06-6,28</u>	<u>6,21-6,42</u>	<u>6,23-6,45</u>	<u>6,30-6,45</u>	<u>17,5-18,3</u>
	3,12	8,49	5,68	6,17	6,31	6,34	6,38	17,4

I - израндиты и оливиновые пироксениты, 2 - амфиболиты, 3 - гнейсы.

В числителе - пределы колебаний, в знаменателе - среднее.

По результатам замеров скорости и плотности рассчитана акустическая жесткость пород, которая через плотность характеризует прочностные свойства пород, а через скорость распространения продольных волн — упругие свойства.

Высокие значения скоростей продольных волн (около 8,0 км/сек) близки к расчетным данным граничной скорости, характерной для поверхности Мохо на Урале (Н.И.Халевин и др.). Информирова о полученных физических свойствах пород Ахтенско-Александровской полосы и, не проводя детальной интерпретации исследований, тем не менее, можно указать на глубинное происхождение изученных пород, а в израндите предполагать представителя верхней мантии.

Н.А.Плохих  
ЧКГРЭ, Челябинск

## ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ РАБОТЫ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

1. Производственные организации изучение физических свойств горных пород проводили до недавнего времени лишь с целью обеспечения количественных расчетов по физическим полям. В последние годы петрофизика широко используется при геологических построениях.

В практику петрофизических работ вошло изучение плотности, магнитной восприимчивости, остаточной намагниченности, поляризуемости и пористости пород, парной корреляции параметров, магнитных свойств ферромагнитной фракции. Основой для систематизации и анализа материалов служат разнообразные лабораторные и специальные геологические и геофизические исследования: петрографические, минераграфические, детальные и микрогеофизические работы, минералогические и спектральные анализы.

2. Объекты петрофизического изучения располагаются в пределах Тагило-Магнитогорского, Восточно-Уральского и Тургайского прогибов. Это, главным образом, рудные поля, отдельные интрузивные массивы, определенные петрографические разновидности вулканогенных и осадочных пород.

Накоплен опыт решения частных геологических задач: группирование интрузивных массивов, выяснение их взаимоотношений,

прослеживание явлений метаморфизма, определение возможных источников железа для образования магнетитовых месторождений, выявление продуктивных интрузивных массивов, определение области развития наложенного магнетитового оруденения и т.д.

3. По петрофизическим данным в Магнитогорском прогибе, в частности, уверенно сопоставляются интрузивные породы основного состава Магнитогорского и Карабулакско-Богдановского участков, устанавливается развитие в составе массива г.Малый Куйбас габбро Верхнеуральского комплекса. Подтверждается многофазность интрузивных комплексов. Детальное изучение закономерностей распределения физических свойств позволяет сгруппировать интрузивные массивы и рассмотреть их отношение к процессу рудообразования. Устанавливается, например, послерудный характер граносие - нитов Магнитогорского рудного поля.

4. Распределение многих физических параметров (для каждой конкретной петрографической разновидности пород) определяется, в основном, вторичными процессами, причем, по комплексу признаков часто можно установить характер явлений. Представляет интерес возможность оценки по физическим свойствам пород области развития контактово-метасоматических и гидротермальных процессов. Так, для Магнитогорского рудного поля показано, что процессы, с которыми связано железооруденение, ограничены как в плане, так и в разрезе, не распространяясь выше андезитовой толщи среднего визе и далее I-I,5 км от известных интрузивных массивов.

5. Эффузивные породы основного состава не играли, по-видимому, значительной роли в процессе рудообразования. Исключение составляет лишь Круглогорское рудное поле. По данным петрофизики, вполне согласующимся с результатами геохимии и петрохимии, наибольшее участие в рудообразовании принимало железо основных интрузивных массивов и, возможно, глубоких горизонтов разреза.

6. Определены основные физические характеристики магнетита, наложенного в ходе контактовых явлений. Этот магнетит наиболее развит в пределах Магнитогорского рудного поля и рудных полей Тургайского прогиба, менее - на Круглогорском и Богдановском рудных полях, весьма незначительно - в Восточно-Уральском прогибе. Такой магнетит тяготеет к цепочкам продуктивных массивов, во вмещающих породах развивается лишь вблизи рвущих контактов массивов. Очевидна связь его с определенными крупными тектоническими зонами.

7. Петрофизические работы на Южном Урале способствуют набору наиболее перспективных аномалий физических полей и выработке четкой программы поисков железных руд. Одновременно с обследованием участков на основе выработанных рекомендаций проводятся тематические исследования, направленные на создание наиболее надежных и экономичных методик.

## ОСНОВНЫЕ ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ДОКЕМБРИЯ УРАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

В составе докембрийских образований Урала могут быть обособлены два совершенно самостоятельных историко-геологических комплекса: рифейский и дорифейский. Дорифейские образования характеризуются рядом специфических особенностей.

1. Структурный план дорифейских комплексов весьма своеобразен. В отличие от линейного и преимущественно меридионального структурного плана рифейских толщ, дорифейские образования выделяются преимущественно куполовидным строением. Наличие куполов разного масштаба — одна из характерных структурных особенностей дорифейских образований.

2. Степень регионального метаморфизма дорифейских образований, представленных породами амфиболитовой и даже местами гранулитовой фаций метаморфизма заметно отделяет их от сравнительно слабо метаморфизованных толщ рифея. Хотя степень регионального метаморфизма не является прямым указанием на возраст геологических образований, тем не менее этот признак в сочетании со структурными и другими особенностями является существенным.

3. Подобие разрезов. В наиболее полных и детально стратифицированных разрезах дорифейских образований Урала общая последовательная смена толщ обнаруживает полное сходство с известными дорифейскими комплексами восточной части Балтийского щита.

4. Абсолютный возраст дорифейских образований должен базироваться на комплексном применении ряда методик (K-Ar, Rb-Sr,  $\text{L} : \text{Pb}$ ). Широко распространенные K-Ar датировки этих пород показывают явно омоложенные результаты, которые не следует принимать за возраст этих отложений. По данным Rb-Sr метода возраст дорифейских образований составляет 2,1-2,5 млрд. лет. Имеются и другие, большие значения.

5. Минералогенический облик дорифейского комплекса весьма специфичен и характеризуется широким развитием проявлений неметаллических полезных ископаемых: мусковита, графита, кианита, силлиманита, талька, антофилит-асбеста. Значительное распространение имеют железистые кварциты и проявления титановых руд.

Дорифейские интрузивные образования включают розовые микроклиновые граниты, серые плагноклазовые граниты, гранито-гнейсы и сиениты, которые отмечаются в обломочном материале в базальтовых горизонтах рифейского комплекса, а также, возможно, основные и ультраосновные породы. Формации дорифейского комплекса почти не изучены.

Рифейские формации исследованы в большей мере, особенно в рядах миегосинклинального типа, где широко распространены олигомиктовые, тиллитовые, карбонатно-биогермные и молассовые формации. Эвгеосинклинальные ряды рифея характеризуются большой фрагментарностью и слабой изученностью большинства формаций. Существенное значение здесь приобретают черносланцевые, осадочные, вулканогенные и молассовые формации. Наличие позднедокембрийских моласс позволяет считать рифейский формационный ряд завершенным.

И.С.Вахромеев, И.С.Огарин, Г.С.Сенченко,  
П.В.Аржавитин, М.Л.Голуб, Д.Н.Салихов  
ИГ БАН СССР, Уфа

#### ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЗМА В СВЯЗИ С РАЗВИТИЕМ И СТАНОВЛЕНИЕМ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Характер проявления и состав магматогенных образований Джюуральской геосинклинальной области свидетельствуют о необходимости выделения в ее пределах двух крупных эпох магматической деятельности: рифейско-вендской и палеозойской.

В рифейско-вендское время в определенных геотектонических зонах, отвечающих эвгеосинклиналям и криптоэвгеосинклиналям палеозойского этапа, проявился преимущественно базальтоидный магматизм полуплатформенного типа, сопровождавшийся интенсивными метаморфическими преобразованиями ниже- и среднерифейского оса-

дочного комплекса. Поступление из подкоровых глубин ультраосновных и основных магм и приближение их к верхним частям земной коры вызывали частичную деструкцию архей-древнепротерозойского фундамента, сокращение его мощности и продвижение фронта метаморфизма гранитного типа в осадочный комплекс.

Палеозойский магматизм эвгеосинклиальной зоны по своим особенностям разделяется на два этапа. Первый этап отвечает раннегеосинклиальной стадии. В эту стадию в глубоководном рифте, который представляла из себя эвгеосинклиаль, происходили интенсивные извержения преимущественно базальтовых и андезито-базальтовых лав. Образование рифта могло быть связано либо с гигантским раздвигом, обнажившим "базальтовый" слой, либо здесь также в обстановке общего растяжения шел процесс тафrogenеза с обрушением и базификацией допалеозойского фундамента. Второй этап соответствует позднегеосинклиальной стадии и орогенному периоду. В эвгеосинклинали для этого этапа были обычны локальные проявления преимущественно андезитового вулканизма, сменявшегося становлением плутонических гранитов и субсеквентным магматизмом формации СМГ. Гранитов-порфиров-порфиритов. Геодинамическая обстановка данного этапа характеризуется постепенно нарастающим сжатием, дифференцированным по интенсивности в разных структурно-формационных зонах эвгеосинклинали. Эти условия перерастают в общее сжатие, при котором формируется новая континентальная кора.

В криптоэвгеосинклиальной зоне, располагавшейся западнее эвгеосинклинали (на месте современного Зилаирского мегасинклинория и Сакмарского поднятия), палеозойский геосинклиальный магматизм и метаморфизм проявились локально и в меньших масштабах по сравнению с таковыми геосинклиальной зоны. Интенсивность, время проявления и масштабы магматической деятельности в этой зоне нарастают к югу, где данная зона практически сливается с Магнитогорской (южнее Эбетинского антиклинория).

П.Н.Швецов, Е.А.Шумихин, Ф.А.Ямаев  
БГУ, Уфа

#### МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ЦЕНТРАЛЬНО-УРАЛЬСКОГО ПОДНЯТИЯ

Магматическая деятельность в пределах Центрально-Уральского

поднятия, в области распространения рифейских образований западного склона Башкирского Урала проявлена значительно разнообразнее, чем представлялась до сих пор, и носила многофазный характер.

Выделен последовательный ряд магматических формаций: нижнерифейская габбро-пироксенитовая, среднерифейская липарито-базальтовая, вендская габбро-сиенит-гранитовая, палеозойская трапповая и пикриты Ишлинского комплекса.

Формации связаны с определенными этапами развития и структурными зонами позднепротерозойской геосинклинали западного склона Южного Урала. Нижнерифейская габбро-пироксенитовая формация распространена по всей территории западного склона, представлена бедными титаном габброидами с повышенным содержанием магния и калия, апопироксенитами и отвечает начальным этапам развития еще нерасчлененной позднепротерозойской геосинклинали. При этом апопироксениты тяготеют к зоне Зюраткульского разлома. Формирование указанной формации происходило в конце нижнего рифея. В бакальскую фазу складчатости наметилось расчленение геосинклинали западного склона по зонам глубинных разломов на три зоны — западную, центральную (Ямантаускую) и восточную (Белорецкую). Начало среднего рифея ознаменовалось подновлением глубинных разломов, что способствовало более контрастному расчленению геосинклинали на зоны. Центральная зона в этот период, вплоть до отложения зигальгинской свиты, выступала в виде поднятия, в пределах которого в орогенных условиях господствовали процессы денудации созданного в бакальскую фазу складчатости горного рельефа. В узкой полосе вдоль зоны Зюраткульского глубинного разлома, разделявшего поднятие и расположенный к востоку от него прогиб, довольно интенсивно проявилась вулканическая деятельность, в результате которой сформировались мощные толщи диабазов и липаритов, принадлежащих к липарито-базальтовой формации (малакский комплекс). Многофазность излияний связана с неоднократными подновлениями Зюраткульского глубинного разлома-вулканогенные образования приурочены к основанию регрессивных направленных осадочных ритмов. Среднерифейская липарито-базальтовая формация включает эффузивную, жерловую, субвулканическую и интрузивную фации (см. тезисы доклада П.Н. Швецова и др.). В центральной части восточного прогиба магматическая деятель -

ность в среднем рифее выразилась в виде даек и малых интрузий базальтоидов, излияния здесь носили локальный характер. В западном прогибе рифейской геосинклинали проявления вулканической деятельности и в среднем рифее неизвестны.

В орогенный этап, в венде (байкальская складчатость), в пределах восточной зоны в условиях межгорного прогиба, приуроченного к зоне глубинного Западно-Уралтауского разлома, на границе с зоной Уралтау, известны излияния базальтоидов (базальтовая формация), в последующие стадии произошло формирование гранитоидов (Ахмеровский массив с абсолютным возрастом 500-600 млн. лет, Суржизьякская группа даек), даек и небольших массивов сиенитов, щелочных базальтоидов, диабазов и габбро-диабазов (габбро-сиенит-гранитная формация). В центральной зоне орогенный магматизм проявлен значительно слабее, по западной пока недостаточно данных.

С платформенным этапом развития позднепротерозойской геосинклинали западного склона Урала связано формирование трапповой формации высокотитанистых долеритов и базальтов (абсолютный возраст 340 млн. лет по калий-аргоновому методу и 390 - 445 млн. лет по методу дисперсии двойного лучепреломления), а также пикритов, формационная принадлежность которых пока неясна. Структурно трапповая формация приурочена к Западной и центральной зонам, покоящимся на непереработанном кристаллическом фундаменте. В восточной зоне проявления ее не известны.

Металлогеническая специализация перечисленных формаций в основных чертах сводится к следующему. С образованиями ниже-рифейской габбро-пироксенитовой формации связаны проявления магниевого метасоматоза, в том числе Юшинское и, возможно, другие месторождения магнезитов Белорецкой группы. К жерловой фации базальтоидных вулканитов машакского комплекса приурочено большинство медносульфидных проявлений. С вендскими гранитоидами связана флюоритовая, молибденовая, возможно, урановая и редкометалльные минерализации (г. Россыпная), со щелочными базальтоидами-проявления редкометалльного оруденения. Платформенные пикриты могут представлять интерес для поисков алмазов.

Судя по характеру осадочных и магматических формаций, метаморфизма и дислокаций, западная зона, начиная со среднего рифея обособилась в виде миогеосинклинального прогиба, а в восточной

проявлены черты эвгеосинклинального развития. Центральная зона в период обособления геосинклинали выступала в виде разделявшего прогибы геосинклинального поднятия.

А. А. Алексеев  
ИГ БНАН СССР, Уфа

## МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЗОНЫ УРАЛ-ТАУ ЮЖНОГО УРАЛА И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

1. Магматическая деятельность в зоне Урал-Тау в основном имела место в верхнем докембрии и нижнем палеозое. В настоящее время в составе ортопород этой зоны представляется возможным выделить следующие магматические комплексы (от древних к молодым): Максютковский, Ташлинский, Мазаринский, Барангульский, Длукский, Бирсинский и Кириябинский.

2. Максютковский метавулканический комплекс (докембрийский) объединяет глубоко метаморфизованные ортопороды - ортосланцы, гнейсы, эклогиты, зеленокаменные породы и др. - одноименного метаморфического комплекса и представлен сложным рядом повторяющихся во времени эффузивных, субвулканических и гипабиссальных пород преимущественно основного состава. Комплекс характеризуется многими чертами, присущими спилит-диабазовой формации.

3. Ташлинский гипербазитовый комплекс (докембрийский) объединяет межпластовые залежи и небольшие массивы серпентинитов, распространенных также в составе максютковского метаморфического комплекса и ассоциирующихся почти всегда с метабазами. Вполне вероятно, что часть интрузивных массивов этого комплекса, относительно крупных и отчетливо дискордантных (типа Марченковского или Ташлинского), может иметь нижнепалеозойский возраст и представлять самостоятельный комплекс.

4. Мазаринский вулканический комплекс (верхнедокембрийский) развит в Тирляном и Кириябинском районах и включает образования почти исключительно основного состава (ортосланцы по диабазам, метадиабазы, диабазовые порфиристы, габбро-диабазы) эффузивной, субвулканической и гипабиссальной фаций, развитые в составе мазаринской и: одновозрастных с ней или более древних свит. Комплекс

имеет железо-титан-фосфор-серебро-редкометалльную металлогеническую специализацию и может быть отнесен к орогенной базальной формации, сформировавшейся в конце верхнего протерозоя (венд?) в условиях геоантиклинального режима в зоне сочленения Башкирского и Уралтауского мегантиклинорий.

5. Барангульский габбро-гранитный комплекс (верхнедокембрийский, вендский?) пространственно совмещен с южной частью площади развития Мазаринского комплекса и включает, главным образом, габброиды и лейкократовые граниты с наложенными на них дайковыми образованиями. Намечается фтор-редкометалльная металлогеническая специализация комплекса, относящегося, по предварительным данным, к габбро-диорит-гранитной группе формаций. Формирование комплекса, вероятно, произошло в завершающую стадию орогенного этапа байкальского цикла.

6. Длукский габбро-диабазовый дайковый комплекс (доордовикский) объединяет габбро-диабазы, диабазы и продукты их изменения, слагающие крупные дайковые тела в зоне глубинного разлома, разграничивающего максютовский и суваянский метаморфические комплексы. Комплекс характеризуется металлогенической специализацией на титан и относится к габбро-диабазовой формации. Формирование его, видимо, связано с активизацией консолидированных байкальских структур в предордовикский этап развития.

7. Бирсинский гипербазитовый и Кирябинский пироксенит-габбровый комплексы (нижнепалеозойские?) распространены в Кирябинском районе и структурно связаны с зоной сочленения Уралтауского и Башкирского мегантиклинорий. Первый из них объединяет аподунитовые (?) серпентиниты, второй - габбро, апогаббровые сланцы, пироксениты и апопериidotитовые серпентиниты. Комплексы имеют соответственно хромовую и медную металлогеническую специализацию и отнесены к гипербазитовой и габбро-пироксенит-дунитовой формациям. Для зоны Урал-Тау эти два комплекса являются "ксеногенными"; их становление связано, по-видимому, с магматизмом каледонского цикла, развитием Главного Уральского глубинного разлома и заложением Зилаирского синклиория.

8. По характеру магматизма подзона развития максютовского метаморфического комплекса зоны Урал-Тау имеет черты как эвгеосинклиального, так и миогеосинклиального типов, подзона развития суваянского комплекса - миогеосинклиального типа.

О СОСТАВЕ СУБСТРАТА ЭКЛОГИТ-ГЛАУКОФАНОСЛАНЦЕВОГО  
МАКСЮТОВСКОГО КОМПЛЕКСА (Ю.УРАЛ)

1. Исследование глубоко метаморфизованных вулканогенных толщ представляет важное и слабо разработанное направление в геологии докембрия и палеовулканологии. О принципиальной возможности успешной палеовулканической реконструкции условий проявления и формирования древних магматических комплексов свидетельствуют результаты изучения ортопород максютовского метаморфического комплекса.

2. В зоне Урал-Тау максютовский метаморфический комплекс наиболее насыщен продуктами метаморфизма магматических пород. Ортопороды различного состава и фациальной природы, развитые в составе этого стратиграфического комплекса, выделяются в одноименный метавулканический докембрийский комплекс. Формирование комплекса в основном произошло в течение трех эпох прогибания и вулканизма, разделенных во времени эпохами поднятий и осадко-накопления без вулканической деятельности. Суммарная мощность вулканических продуктов в разрезе метаморфического комплекса составляет в среднем 400-500 метров и редко достигает 700-1000 м, что составляет от 10 до 25% мощности всего разреза указанного комплекса в 3000-3500 м.

3. В настоящее время метавулканический комплекс представлен метаморфическими породами двух групп: а) metabазитами в составе ортосланцев, зеленокаменных пород и эклогитов, и б) ортогнейсами.

Первые представляют метаморфизованные магматические породы основного состава, вторые - кислые метавулканиты. Последние для зоны Урал-Тау установлены и описаны впервые.

4. В составе максютовского метавулканического комплекса, основываясь на условиях залегания и реликтовых структурно-текстурных признаках ортопород, выделены эффузивная (с лавовой и туфовой субфациями), субвулканическая (с подразделением на жерловую, дайковую и силловую субфации) и гипабиссальная (в составе дайковой и силловой субфаций) фации. Основная роль в

сложении комплекса принадлежит эффузивной фации, сформировавшейся в подводных условиях при вулканической деятельности в основном центрального типа.

5. Магматические породы комплекса характеризуются общими петрохимическими чертами и принадлежат к известково-щелочному типу с заметной щелочной тенденцией. Они являются производными толеит-базальтовой магмы, испытавшей слабо выраженную глубинную фракционную дифференциацию и в меньшей степени камерную кристаллизационную дифференциацию. Предполагается, что петрохимические особенности титанистых эколгитов - метаморфических производных преимущественно гипабиссальных габбро-диабазов и диабазов, также обусловлены процессами глубинной фракционной дифференциации. Породы комплекса имеют титан-марганец-медную металлогеническую специализацию.

6. Комплекс по ряду особенностей соответствует слабо дифференцированной спилит-диабазовой формации, но по ряду признаков (незначительная доля кислых вулканитов, преобладающее развитие в составе метаморфического комплекса осадочных пород, калий-натриевый и натрий-калиевый характер некоторых кислых метавулканитов, сформировавшихся в последний этап поднятий) он отличается от типичной эвгеосинклиальной спилит-диабазовой формации. Эти особенности обусловлены, видимо, развитием зоны в своеобразных геотектонических условиях, промежуточных между типичными эв- и миогеосинклиальными, при наличии в ее основании переработанного гранито-гнейсового слоя.

Е.А.Шумихин, П.Н.Швецов, Ю.П.Краев  
БГУ, Уфа

## ОСНОВНЫЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД БАШКИРСКОГО ПОДНЯТИЯ

1. В Башкирском поднятии магматическая деятельность проявилась в конце нижнего и в начале среднего рифея, в венде, в палеозое и связана соответственно с бурзянским, орматинским, вендско-кембрийским и ордовикско-среднедевонским тектоно-магматическими этапами развития рифейской геосинклинали. Магматические породы известны в Инзерском синклинали, Ямантауском и Маярдакском антиклинориях, в которых они приурочены главным об-

разом к Караташскому, Зрраткульскому и Западноуралтаускому глубинным разломам, являющихся соответственно восточными границами вышеперечисленных крупных складчатых структур.

2. В конце нижнего рифея в условиях общего поднятия, вызванного байкальской фазой складчатости, произошло внедрение тел ультрабазитов, обогащенных титаном и кремнеземом, а также даек и залежей малотитанистых и высокомагнезиальных габбро и габбро-диабазов, обладавших повышенным содержанием  $K_2O$ .

3. В начале среднего рифея, когда отдельные блоки в пределах геосинклинали испытывали дифференцированные движения по зонам глубинных разломов, накопились довольно мощные вулканические толщи основного и кислого состава мамакской свиты и сформировались субвулканические и интрузивные тела диабазов, габбро-диабазов и габбро. Лавы и интрузивные породы основного состава по классификации А.Н.Заварицкого относятся к насыщенным и слабо насыщенным  $SiO_2$  разностям, к умеренно богатым щелочными группам. На вариационной диаграмме рой векторов располагается в поле плато-базальта (в=29-34).

4. В венде магматическая деятельность была сосредоточена в межгорных прогибах, в которых одновременно с накоплением моласс произошли неоднократные излияния лав основного состава и внедрение даек габбро-габбро-порфиритов, габбро-диабазов и диабазов, обладающих пониженной кислотностью, повышенной глиноземистостью и неравномерным содержанием  $Na_2O$ . С более поздними фазами связано внедрение гранитов, жильных щелочных базальтоидов и пород сиенитовой группы.

5. В палеозойский платформенный этап развития рифейской геосинклинали произошло внедрение тел пикритов и даек, в строении которых принимают участие базальты, андезиты, долериты, диабазы, субщелочные и щелочные диабазы. Последние обладают повышенным содержанием  $K_2O$  (при отношении  $Na_2O : K_2O > 1$ ) и кремнезема. Долерито-базальты центральной части Башкирского поднятия являются высокотитанистыми. В породах вжной части поднятия содержание титана понижается до 1,2-1,8%, а содержание глинозема и кремнезема повышается.

6. К востоку от Зрраткульского разлома, в зоне проявления регионального динамотермального метаморфизма магматические породы рифейского возраста превращены в амфиболиты и различные сланцы. Вендские гранитоиды и породы щелочного ряда подвержены менее интенсивным изменениям.

Средний химический состав метаморфизованных магматических пород Маардакского антиклинория

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	51,56	49,60	45,63	47,27	49,74	46,03	50,35	71,57
TiO <sub>2</sub>	0,96	1,29	2,22	1,85	1,74	2,14	2,47	0,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,28	13,93	14,35	13,70	13,19	13,96	16,35	12,27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,34	2,83	3,12	4,32	3,45	5,89	8,47	1,22
FeO	8,03	9,65	12,34	11,61	9,62	9,09	4,12	2,68
MnO	0,17	0,18	0,21	0,21	0,21	0,23	0,11	-
MgO	6,55	6,95	7,12	6,83	6,91	6,13	4,61	0,89
CaO	8,84	9,27	8,43	9,10	7,28	7,33	0,55	1,60
Na <sub>2</sub> O	2,44	2,44	1,02	2,51	3,96	2,95	2,34	3,56
K <sub>2</sub> O	1,12	1,15	0,48	0,27	0,23	0,45	6,03	4,30

Метаморфические породы, образовавшиеся по магматическим нижнерифейского (1-2), средне-рифейского (3-5) и вендского (6) возраста: 1. Гранатовые амфиболиты (9 анализов); 2. Андезитовые амфиболиты (16 анализов); 3. Меланократовые олигоклазовые амфиболиты (6 анализов); 4. Мезократовые олигоклазовые амфиболиты (24 анализа); 5. Лейкократовые олигоклазовые амфиболиты (24 анализа); 6. Плаггиоклаз-актинолитовые и хлорит-полевошпатовые и хлорит-полевошпатовые породы, амфиболиты, эпидот-хлорит-полевошпатовые, хлорит-актинолит-эпидот-полевошпатовые, хлорит-эпидот-полевошпатовые сланцы, метадиабазы (10 анализов). Магматические: 7. Щелочные базальтоиды (2 анализа). 8. Гранитоиды (5 анализов) (Н.Ф. Решетников, 1966).

## ДИАБАЗЫ ТАРАТАШКОГО КОМПЛЕКСА И ЩЕЛОЧНЫЕ (КАЛИЕВЫЕ) БАЗАЛТЫ В ЕГО ОБРАМЛЕНИИ

В пределах тараташского комплекса большим распространением пользуются дайки диабазов. В разрезах глубоких скважин (1000-1400 м) количество их достигает нескольких десятков при относительном количестве до 20% разреза скважины. Размеры даек по простиранию колеблются от десятков метров до 2-3 километров, а мощность от долей метра до 100-120 м. Преобладающие простирания даек субмеридиональные, северо-восточные 10-30° и северо-западные 300-320°, значительно реже субширотные и С-образные близкие к кольцевым. Большая часть даек приурочена к трещинам отрыва. Некоторые дайки залечивают мелкие тектонические нарушения или приурочиваются к контактам пород различной компетентности. Выполнение сети микротрещин с образованием брекчиевидных пород с диабазовым цементом, наличие тончайших апофиз и ответвлений, подчиняющихся форме трещин, свидетельствует о высокой подвижности и текучести диабазового расплава. Слабый метаморфизм вмещающих пород, наличие в составе диабазов пикнонита, сравнительно мощные зоны закалывания даек указывают на их быстрое остывание и кристаллизацию. Вблизи наиболее крупных даек, центральная часть которых отвечает по структуре габбро-диабазам контактовые воздействия выражены в образовании роговиков и скарноподобных пород, в развитии вблизи даек эпидотовых, карбонатных, цеолитовых и сульфидных прожилков.

По минералогическому составу и по структуре выделяются следующие петрографические типы диабазов: оливиновые, двупироксеновые, собственно диабазы (клинопироксеновые), гранофировые диабазы, крупнопорфировые диабазы с большим количеством порфировых и гломеропорфировых выделений зонального плагиоклаза изометричной формы, щелочные миндалекаменные титан-авгитовые диабазы и щелочные порфировидные диабазы с правильными таблитчатыми выделениями плагиоклаза. По петрохимическим и геохимическим особенностям среди этих разновидностей отчетливо разли-

чаются три петрогенетических типа: толеитовые, глиноземистые и щелочные диабазы.

По петрохимическим и геохронологическим данным (табл. I) выделяется три формации диабазовых даек. К первой (1650 млн. лет) относятся толеиты с низкими содержаниями  $K_2O$ ,  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$  и порфировые глиноземистые диабазы с большим количеством крупных вкрапленников плагиоклаза. Обе разновидности нередко встречаются в пределах одного тела. Наблюдались случаи расщепления порфировых диабазов в зонах бластомилонитов, секущих мигматиты тараташского комплекса и имеющих возраст 1200-1100 млн. лет. Ко второй формации (1250-1150 млн. лет) относятся толеитовые диабазы с более высокими содержаниями  $K_2O$ ,  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$  и диабазы с ромбическим пироксеном и оливином. К третьей формации относятся щелочные титанавгитовые диабазы, близкие по химическому составу эссексит-диабазам, развитым в обрамлении тараташского комплекса и имеющим вендский возраст (670-570 млн. лет). Наряду с изменениями последовательных внедрений диабазов внутри каждой формации, проявляется более общая тенденция к повышению щелочности, содержания титана, фосфора в диабазах со временем. По-видимому, каждая диабазовая формация прорывает очередную по возрасту серию рифейского мезогеосинклинального разреза Западного склона: первая - бурзянскую, вторая - юрматинскую, третья - каратаускую.

Вулканогенные породы залегающей на тараташском комплексе эффузивно-терригенной айской свиты, выделенной М.И. Гаранем (1939), как показали геолого-петрографические и петрохимические исследования, относятся к своеобразной формации щелочных (калиевых) базальтоидов. Эта формация включает эффузивные дифференцированные покровы трахибазальтов, дайки эссексит-диабазов, бостонитов и дацитовых порфиритов. Высокая степень окисления верхних частей покровов, переслаивание их с грубообломочными конгломератами, содержащими остроугольные обломки эффузивов, свидетельствует о субконтинентальных условиях образования этой формации. Возраст пород по данным калий-аргонового метода 700-400 млн. лет, что отвечает венду и нижнему палеозою. Косвенными подтверждениями правильности этих определений служит отсутствие диабазов первой и второй формаций в айской свите, формационное сходство айской свиты с другими вендскими образованиями западного склона

Таблица I

Средние химические составы диабазов таратамского комплекса и пород  
щелочно-базальтовой формации из его обрамления и данные по их абсолютному  
возрасту (K/Ar метод)

№ п.п.	Название породы, формация	K-во анал.	Химический состав										Абс.возр. млн. лет, в знаменате- ле кол-во определ.
			SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	
1.	Толейитовые диабазы (I форм.)	4	52,00	0,87	14,05	2,16	9,58	6,76	10,46	2,34	0,54	0,12	<u>1650</u>
2.	Глиноземистый диабаз (I форм.)	I	49,50	0,68	18,89	1,76	7,16	4,55	11,60	2,25	1,00	0,11	4
3.	Толейитовые диабазы (II форм.)	3	51,88	2,17	12,51	5,02	10,89	4,18	8,54	3,16	1,24	0,34	<u>1250-1150</u>
4.	Диабазы с ромбическим пироксеном (II форм.)	4	49,76	1,39	14,83	3,54	8,17	7,62	7,52	2,82	1,87	0,41	4
5.	Диабазы с титанавгитом (III форм.)	2	45,72	3,22	14,01	4,40	9,51	6,28	10,59	2,56	1,81	0,48	
6.	Эссексит-диабазы из обрамления таратамского комплекса	5	51,07	2,04	14,04	4,94	8,56	4,44	5,05	2,53	3,14	0,52	<u>670-570</u>
7.	Щелочные базальты из обрамления таратамского комплекса	14	48,30	2,47	14,79	7,22	6,41	6,52	2,71	2,90	3,68	0,61	<u>700-400</u>
8.	Бостониты и бостонитовые порфиры	5	59,60	2,94	16,93	1,57	1,00	0,82	1,20	0,24	14,01	0,71	<u>470-400</u>
9.	Дациитовые порфири-ты	4	63,77	0,80	13,00	2,72	6,44	3,26	0,45	1,43	4,74	0,25	5

Урала и т.д. Образование этой формации, вероятно, связано с оротеническими движениями между верхним рифеем и палеозоем.

Полученные данные позволяют критически пересмотреть сложившиеся представления о взаимоотношениях тараташского комплекса и рифейского разреза Урала. Вероятно, на Урале могут существовать толщи более молодые, чем архейский тараташский комплекс и более древние, чем рифей.

С.С.Шербин  
СГИ, Свердловск

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ И ВРЕМЕННОЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЕ  
СИДЕРИТОВОГО, ТУРЬИТОВОГО И СУЛЬФИДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ  
НА БАКАЛЬСКОМ ЖЕЛЕЗОРУДНОМ ПОЛЕ

1. Детальные наблюдения в карьерах и изучение состава руд (Шербин С.С., Сухоруков А.М., Сеницкий Е.С.) показали, что помимо преимущественного развития сидеритовых и турьитовых руд в пределах Бакальского рудного поля отмечается широкое проявление богатой сульфидной, преимущественно пиритной, метасоматической эпигенетической минерализации. Она наблюдается в породах зигальгинской и бакальской свит.

2. В основании зигальгинской свиты залегает базальный горизонт полимиктовых конгломератов мощностью от см. до 15 м, в которых пирит метасоматически замещает первичный цемент кварц-карбонатного состава. Содержание пирита в цементе неравномерное - от нескольких до 90 и более %. В отдельных участках гальки практически сцементированы одним пиритом. Кроме пирита в малых количествах присутствуют халькопирит, борнит, галенит, сфалерит, анкерит и др. Галька конгломератов в основном представлена кварцитами и сланцами, в них также встречаются обломки и плохоокатанные гальки сидерита и аргиллитов (породы бакальской свиты), указывающие на более древние до зигальгинское время образования сидеритов и перекрывающего их резко невыдержанного по мощности, от 0 до 10-15 м. пласта аргиллитов.

3. Аргиллиты также подверглись сульфидному метасоматозу с интенсивностью, аналогичной конгломератам - от незначительной до

почти сплошного развития пирита по аргиллитам. Наиболее характерно развитие округлых выделений (типа глобулярных) пирита размером до 3 мм, равномерно пропитывающего аргиллиты, а при обильной концентрации образуются обогащенные полосы, секущие сложность в аргиллитах. В приконтактной зоне аргиллитов и конгломератов с сидеритами с богатыми и крупными по размерам включениями строматолитовых водорослей последние по концентрическим зонам также нацело, или почти нацело, замещены пиритом. Очень часто мономинеральные прожилки пирита проникают из конгломератов и аргиллитов в лимонит-турьитовые руды и сидериты и явно секут их, реже пирит цементирует обломки сидерита.

4. Отложение пирита происходило в три, близко следующие друг за другом стадии сульфидного процесса, что подтверждается наблюдениями и данными изотопного состава серы пиритов. Пиритизация постоянно сопровождается окварцеванием и значительно повышенными содержаниями золота (сл. - 0,2 г/т) и серебра (до II г/т). В турьитовых рудах, обогащенных пиритом и халькопиритом, отмечены значительные концентрации меди до 1,39% и кобальта до 0,03%.

5. Взаимоотношения прожилков пирита с различными по возрасту и составу породами и рудами, условия локализации пирита, состав галек базальных конгломератов зигальгинского возраста - все это указывает на то, что формирование сидеритовых руд бакальского типа происходило в дозигальгинское время. Значительно позднее, но также в дозигальгинское время, процессы экзогенного окисления привели к формированию богатых лимонит-турьитовых руд по сидеритам, которые были затем быстро перекрыты тонкодисперсными глинистыми осадками с последующим их преобразованием в стадию диагенеза в аргиллиты. Сульфидная минерализация является также эпигенетической, но проявилась в послезигальгинское время. Верхняя ее возрастная граница пока не ясна, но она древнее отложений зильмардакской свиты верхнего рифея.

Приведенные данные позволяют заключить, что формирование богатых лимонит-турьитовых руд Бакала происходило в нижнем рифее докембрия, в дозигальгинское время.

СРЕДНЕРИФЕЙСКАЯ ЛИПАРИТО-БАЗАЛЬТОВАЯ ФОРМАЦИЯ  
ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

Среди магматических образований среднего рифея западного склона Южного Урала (машакский комплекс) в районе хр. Юша выделены эффузивная, жерловая, субвулканическая и интрузивная фации.

Вулканическая деятельность в машакское время имела многофазный характер и отличалась определенной периодичностью.

Эффузивы образуют пять толщ, чередующихся с осадочными отложениями. Максимальные мощности излившихся продуктов наблюдаются или вблизи уже известных очагов вулканизма, или указывают на близость еще не установленных центров извержения. По мере удаления от таких центров эффузивы замещаются метаморфизованными вулканогенно-осадочными и осадочными породами. Первая, начальная фаза машакского вулканизма представлена в той или иной степени метаморфизованными липаритовыми порфирами, фельзитами и брекчиями кислого состава, мощность которых достигает 120-200 м. Следующие четыре толщи эффузивов имеют базальтовый состав (диабазы, диабазовые порфириты, лавобрекчии, туфы) и приурочены к основанию регрессивных направленных ритмов (глинистые сланцы с алевролитами -песчаники-конгломераты). Мощности толщ достигают 250-300 м.

Субвулканические и частью жерловые образования слагают крутопадающие тела, секущие вмещающие породы, и характеризуются зональным строением.

Жерловые фации выполняют выводные каналы эродированных вулканов (Белятурский), а при небольших глубинах эрозионного среза представлены агломератовыми лавами и neckами базальтов в пределах вулканических куполов (Каинтубе, "Васильевская Поляна", Кусейматау). В первом случае жерловые образования распространены среди осадочных отложений юшинской свиты (нижний рифей), имеют изометричную или близкую к ней форму и отражают двухфазный характер извержения (липаритовые порфиры и базальты). По периферии таких жерловин участками развиты эксплозивные брекчии.

Во втором случае жерловые брекчии и некки располагаются среди эффузивных базальтов и часто сопровождаются широким развитием секущих субвулканических тел. По мере удаления от центра извержения глибовые лавы переходят в стратифицированные мелкообломочные разности лавобрекчий, пузырчатые базальтовые лавы и шлаки.

Образования субвулканической фации не достигают дневной поверхности и консолидируются на некоторой глубине. Прямая связь с эффузивами и эксплозивными брекчиями здесь отсутствует; форма тел, как правило, удлиненная. Субвулканическая фация липаритов преимущественно проявлена в нижнерифейском структурном ярусе, к западу от очагов максимального проявления эффузивного вулканизма. Выходы субвулканических тел часто сопровождаются крупными (иногда более 15 км) отрицательными гравиметрическими аномалиями, обусловленными, скорее всего, нескрытыми эрозией интрузивами гранитоидов. В этом случае машакский комплекс будет отвечать понятию вулканоплутонической формации. Субвулканические базальты тяготеют больше к очагам базальтовых излияний и являются отражением завершающих стадий вулканизма той или иной фазы.

Интрузивная фация машакского комплекса представлена дайками и небольшими массивами диабазов и конгадиабазов, концентрирующихся в образованиях нижнерифейского структурного яруса.

Магматические образования машакского комплекса относятся к контрастной липарито-базальтовой формации. Расхождения в химическом составе одной группы пород в разных фациях обусловлены условиями их формирования. Эффузивные липариты в отличие от субвулканических и жерловых характеризуются более низким содержанием кремнезема, натрия и повышенным содержанием глинозема, закиси железа, магния и калия, в жерловых больше кальция, натрия, меньше титана, магния, калия. В базальтах от эффузивных фаций к субвулканическим увеличивается содержание кремнезема и понижается железистость.

Формирование образований машакской свиты происходило в условиях активизации Эураткульского глубинного разлома, в краевой части геосинклинального (Ямантауского) поднятия, разделявшего западную мезогеосинклинальную область от восточной, в пределах которой проявляются черты эвгеосинклинального развития.

С жерловыми гидротермально измененными базальтовыми брек-

чиями (пропилитами) связаны почти все известные среди основных вулканитов машакского комплекса проявления меди.

В.Г.Кориневский  
Ильменский Государственный заповедник  
им. В.И.Ленина, Миасс

### О ГРАНИЦАХ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

Совокупность магматических масс эвгеосинклиналиюного облика на юге западного склона Урала выделена Г.С.Сенченко в Зилаирскую криптоэвгеосинклиналь. В отличие от распространенного ныне мнения, мы полагаем, что магматические породы названной структуры являются образованиями автохтонными. Нам уже приходилось указывать, что магматические породы ордовика являются образованиями субплатформенными (траппоидными), и собственно эвгеосинклиналиюные толщи формируются только в раннесилурийское время. Ранний силур и есть нижняя возрастная граница палеозойской Зилаирской криптоэвгеосинклинали. Завершение магматической деятельности в районе произошло в позднем эйфеле, когда сформировался Велиховский габбро-сиенитовый комплекс, аналогичный по составу, структурному положению и возрасту Тагило-Кушвинскому комплексу Среднего Урала. Удивляет литологическое сходство отдельных ритмичнослоистых терригенных разрезов нижнего ордовика (кидрясовская свита) и верхнего девона (зилаирская свита). В этом нельзя не усматривать аналогию в палеогеографической обстановке их накопления, отражение близких тектонических режимов.

В существующих представлениях граница эвгеосинклиналиюных толщ западного склона проходит на востоке по глубинному Главному Уральскому разлому, трассируемому крупными массивами гипербазитов Хабаровинско-Кемпирсайско-Даульского пояса. Исследования последних лет позволили обнаружить восточнее указанных гипербазитовых массивов все те толщи ордовика, силура и девона, которые развиты западнее их. Крайне важным явилось установление здесь разновозрастных и однофациальных пород, имеющих единую па-

леонтологическую характеристику, сохраняющих особенности своего внутреннего строения. Так, подтвердилась общая тенденция огрубления обломочного материала, появления косослоистых песчаников и валунных конгломератов, покровов эффузивов в верхах разреза тремадокского яруса. Распределение пород ордовика указывает на область Хабарнинско-Кемпирсайского пояса как на относительно приподнятый участок. Восточнее ордовиковского ядра Кемпирсайского антиклинория обнаружена мощная эффузивно-кремнистая (с граптолитами) толща нижнего силура, в разрезах позднего эйфеля встречены калиевые щелочные базальтоиды-чанчариты, которые пока на Урале были известны лишь на западной окраине Сакмарской зоны Казахского Урала. Общую картину единства геологического строения территории западнее и восточнее Хабарнинско-Кемпирсайского пояса подчеркивает повсеместное широкое развитие в наложенных структурах флишеидных граувакковых толщ зилаирской свиты. Таким образом, гипербазитовый пояс зоны Урал-Тау не является границей эвгеосинклинальной области западного склона. Она проходит значительно восточнее и представляет собой целую зону субмеридионального простиранья долгоживущих (вплоть до палеогена) крупных разломов, совпадающих на юге Мугоджар с полосой Западно-Мугоджарских разломов, а на севере с областью Среднеорской грабен-синклинали.

Именно вдоль этой полосы и проходит тектоническое сочленение двух разновозрастных, но существенно отличных по развитию эвгеосинклинальных зон Южного Урала - Зилаирской (Орь-Илекской) и Магнитогорской (Западно-Мугоджарской).

А.Г.Краснобаева, В.С.Вишнев, О.В.Баталова  
ИГ УНЦ АН СССР, Свердловск

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ  
ЗЕМНОЙ КОРЫ УРАЛЬСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ В РАЙОНЕ  
г. НЯЗЕПЕТРОВСКА  
(по электромагнитным данным)

В 1973 г. Институтом геофизики УНЦ АН СССР выполнены синхронные наблюдения вариаций естественного электромагнитного по-

ля по профилю, пересекающему Приуральский краевой прогиб, Западно-Уральскую зону складчатости, Центрально-Уральское поднятие, Тагильско-Магнитогорский прогиб на широте г. Нязепетровска. В пределах этого профиля отчетливо выделяются две области. Граница между ними устанавливается в 10 км восточнее г. Нязепетровска по смене направления преимущественной канализации земных токов - меридионального - в западной, широтного - в восточной. Для западной области характерен низкоомный геоэлектрический разрез, свидетельствующий о наличии мощной толщи проводящих отложений на глубине. Результаты количественной интерпретации кривой частотного зондирования ( $R_T$ ), построенной по наблюдениям в центре габбрового массива (вблизи г. Нязепетровска) показывают, что эти породы, обладающие высоким удельным электрическим сопротивлением ( $R_e \gg 10^3$  ом. м), имеют ограниченные вертикальные размеры (3,8 км). Ниже в разрезе фиксируются проводящие образования ( $R_e = 7,5$  ом. м), вероятно, осадочного происхождения. На глубине 5,9 км они подстилаются высокоомными образованиями, верхняя кромка которых отождествляется нами с поверхностью древнего фундамента Русской платформы. Анализ особенностей составляющих геомагнитного поля и земных токов показывает, что проводящие отложения прослеживаются под складчатыми  $R_T$  - породами западной области.

Таким образом, по результатам электромагнитных исследований вытекают следующие выводы:

1. Граница резкой смены в направлении растекания тока является естественным разделом между мио- и эвгеосинклинальными областями Уральской мегасинклинали. В области миогеосинклинали магматические палеозойские породы, вероятно, надвинуты на осадочный комплекс пород, расположенный западнее.

2. Нязепетровский габбровый массив имеет мощность не более 4 км.

3. Поверхность древнего фундамента в пределах Центрально-Уральского поднятия залегает на глубине около 6 км.

В.Г.Кориневский, В.И.Свальнова  
Ильменский Государственный заповедник  
им. В.И.Ленина. Миасс; ИГУ, Москва

## ПРИНЦИПИАЛЬНЫЕ РАЗЛИЧИЯ ОРДОВИКСКОГО И СИЛУРИЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА НА ЮГЕ ЗАПАДНОГО СКЛОНА УРАЛА

Эффузивные толщи достоверного ордовикского и силурийского возраста широко распространены на Орб-Илекской возвышенности Казахского Урала, слагая Кемпирсайский антиклинорий и Косистекский синклинорий. Общепринято, что эффузивы ордовика и силура составляют начальное звено эвгеосинклинальных толщ каледонско-герцинского тектоно-магматического цикла Урала. Детальные работы последних лет заставляют от такого мнения отказаться: вулканогенные породы ордовика и силура имеют принципиальные различия.

Вулканиты в разрезах ордовика приурочены к верхам тремадокского яруса. Среди них преобладают основные эффузивы субфации текучих лав. Кислые породы представлены небольшим количеством тел субвулканической фации. Наибольшее развитие ордовикские эффузивы получают в осевой части Кемпирсайского антиклинория (восточнее Хабарнинского массива). К западу и востоку их количество в одновозрастных толщах заметно падает. Основные эффузивы ордовика - афировые базальты, образующие мощные (до 5 м) покровы с миндалекаменными зонами в кровле и подошве, реже - подушечные лавы. Пирокластические породы встречаются весьма редко. Базальтами сложен ряд субвулканических тел и даек, иногда с отчетливой столбчатой отдельностью. Характерна сохранность пироксена, повсеместно проявленная альбитизация плагиоклаза, гематитизация основной массы пород. В осевой зоне Кемпирсайского антиклинория эффузивы затронуты интенсивным расщеплением, хлоритизацией, эпидотизацией. Базальтовые покровы находятся в чередовании с косослоистыми грубозернистыми аркозовыми и полимиктовыми глауконитовыми песчаниками, с пачками внутриформационных полимиктовых валунных конгломератов, гальва которых иногда содержит афировые базальты ордовика. Во вмещающей осадочной толще много прослоев нематаморфизованных аргиллитов и алевроли-

гов с фауной. Породы разбиты на крупные блоки, в пределах которых отложения залегают моноклинально, не образуя сколь-либо сложных складчатых форм. Наиболее свежие разности базальтов тремадока отличаются низкими содержаниями кремнезема (44-48%) при относительно высокой сумме щелочей (около 4%), среди которых много разновидностей с нормальным (1-2%) содержанием окиси калия. Интересны и необычно высокие количества окиси магния (6-10%) и условной закиси железа (10-13%), переменные, но достаточно высокие (1,2-3,0%) содержания окиси титана. Для всей площади Орблекской возвышенности характерна выдержанность состава и облика нижнеордовикского вулканогенного комплекса, который по особенностям химизма, петрографического состава, метаморфизма и ассоциации с грубообломочными и аркозовыми породами может сопоставляться с трапповыми формациями. Локально развиты маломощные вулканомиктовые породы среднего ордовика андезит-липаритового состава по их ассоциации с терригенными толщами также можно отнести к субплатформенным образованиям.

Нижнесилурийский эффузивный комплекс на ордовикском залегает с резким угловым несогласием (р. Алимбет). Представлен он тремя основными фаціальными типами разреза: 1) мощной монотонной толщей подушечных лав мелкопорфировых базальтов; 2) толщей преимущественно туфов смешанного состава с прослоями подушечных лав и кремнистых пород, плагиолипаритовых туффитов; 3) толщей пепловых плагиолипаритовых туффитов и вулканомиктовых брекчий того же состава. Во всех типах разреза мощные пачки слагают кремнистые породы, иногда яшмы. Толщи подушечных лав находятся в пространственной связи с крупными массивами гипербазитов и габброидов, на эти же места приходится максимальные скопления эффузивов ордовика. Таким образом, можно говорить о зоне Кемпирсайско-Хабарнинского пояса как о длительно существовавшей магмоподводящей структуре. Силурийские вулканиты по составу занимают ряд от базальтов до плагиолипаритов. Резко преобладают афировые и мелкопорфировые базальтоиды, в туфах, субвулканических телах появляется много порфировых разновидностей. Преимущественно в туфах встречаются андезиты, наряду с которыми в подчиненном количестве имеются кислые породы, основная масса которых локализована в субвулканической фации. Заметно проявленная спилитизация базальтов, их тесная ассоциация с кремнистыми по-

родами и гипербазитами позволяют надежно отнести нижнесилурийскую формуацию к офиолитовой ассоциации нового эвгеосинклинального цикла истории Урала. В дальнейшем следует резко разграничивать досилурийский (субплатформенный) этап развития Урала и нижнесилурийско-среднедевонский (геосинклинальный) периоды его жизни.

Г.М. Лобанова, А.Т. Зверев, А.В. Миловский  
МГУ, Москва

СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ И ЭКСТРУЗИВНЫЕ ТЕЛА ЮЖНОЙ ЧАСТИ  
ЦЕНТРАЛЬНО-УРАЛЬСКОГО ПОДНЯТИЯ И СВЯЗЬ С НИМИ  
ПЛУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

1. В пределах южного погружения Центрально-Уральского поднятия, включающего крупную антиклинальную зону (Кемпирсайский антиклинорий) и Кос-Истекский синклинорий (средняя часть Сакмарской зоны) развит вулканогенно-осадочный комплекс ордовикского и нижнесилурийского возраста.

2. Ордовикский вулканический комплекс представлен исключительно базальтоидными породами. Нижнесилурийский вулканогенно-осадочный комплекс представлен породами базальт-липаритовой формации с преимущественным развитием эффузивов основного состава и в значительно меньшей степени андезит-базальтового и липаритового состава. Вулканы ордовика и нижнего силура в целом принадлежат к кальциево-щелочной серии пород.

3. Многочисленные субвулканические и экструзивные тела различного состава развиты преимущественно на периклинальных замыканиях Уралтауского и Кемпирсайского антиклинориев и на участках пересечения меридиональных структур зонами поперечных нарушений. Возраст их нижнепалеозойский, однако часть субвулканических тел возможно связана с более поздними процессами активизации.

4. В металлогеническом отношении интерес представляют субвулканические тела, сложенные крупнопорфировыми базальтовыми порфиритами и экструзивные тела фельзит-порфиров.

5. Тела, сложенные фельзит-порфирами, не связаны с особыми

Уральском разреза (как это считают некоторые геологи), имеют определенное структурное положение, характеризуются значительными гидротермальными изменениями и рассеянной ртутной минерализацией.

6. Крупнопорфировые базальтовые порфиры приурочены к зонам поперечных нарушений субширотного и северо-западного направлений и располагаются в узлах пересечения ими меридиональных структур.

Ртутная минерализация локализуется в вулканогенных породах нижнего силура, однако четко контролируется развитием субвулканических тел крупнопорфировых базальтовых порфиритов.

7. Ртутное оруденение в пределах Центрально-Уральского поднятия связано с крупной южной зоной активизации Урала, сопровождавшейся газовой-гидротермальной деятельностью, проявившейся в гематитизации, цеолитизации, карбонатизации, пумпеллитизации, окварцевании пород, переотложении битуминозного вещества, образовании взрывчатых брекчий, щелочных метасоматитов.

И. А. Мудров, Б. И. Хворов  
ОКГРЭ, Оренбург

#### ГАББРО-ПЛАГИОГРАНИТНАЯ ФОРМАЦИЯ НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ ЮЖНОГО УРАЛА

На западном склоне Оренбургского Урала в пределах Сакмарского антиклинория установлена естественная ассоциация пород, выделенная в нижедевонскую интрузивную габбро-плагиогранитную формацию, несущую с собой медно-сульфидную минерализацию. Интрузии формации развиты на площади антиклинория ограничено, занимая на современном эрозионном уровне не более нескольких процентов территории. Обычно они образуют небольшие, часто линейно вытянутые, изометричные, штокообразные межформационные, межпластовые гипабиссальные тела площадью в несколько сотен квадратных метров и первых квадратных километров.

Наиболее крупными телами, являются Кураганский, Ново-Сакмарский массивы и интрузия г. Кирпичной. В структурном отно-

шении почти все без исключения интрузии приурочены к периферийным частям крупных синклинальных структур (Блявинская, Утягуловская, Чебаклинская), либо к зонам глубинных разломов (Чураевско-Акташская, Чебаклинская). Интрузии прорывают вулканогенно-осадочные породы жединского яруса нижнего девона и перекрываются базальными конгломератами осадочной толщи кобленц-эйфельского возраста.

Устанавливается также постоянная пространственная связь интрузий с гипербазитами и нормальными глубинными габбро и габбро-норитами.

Для внутреннего строения интрузий характерна многофазность и контрастность состава при резком преобладании габброидов по отношению к лейкократовым плагиогранитам. Промежуточные члены - габбро-диориты и диориты отсутствуют, а принимавшиеся ранее за диориты породы (Старостин, 1968) имеют гибридное происхождение.

Для всех основных по составу членов ассоциации характерны офитовые структуры, свидетельствующие о гипабиссальных условиях ее становления в отличие от нормальных габбро и габбро-норитов сформировавшиеся на более глубоких уровнях и часто превращенных в габбро-амфиболиты и амфиболиты.

Для района установлена последовательная закономерность внедрения интрузий: 1) гипербазиты, 2) нормальное габбро, габбро-нориты, 3) породы габбро-плагиогранитной формации - а) габбро офитовое порфириовидное, б) плагиограниты, в) габбро офитовое среднезернистое, г) габбро офитовое мелкозернистое, иногда порфириовидное, д) кварц - полевошпатовые жилы.

С последними фазами ассоциирует часто широко проявленная, но слабо изученная медно-сульфидная минерализация, иногда на-кладывающаяся на вмещающие силурийские вулканогенно-осадочные породы (Байназаровское, Медные горки, Цессовское, Ихбулган и др. рудопоявления).

На основании анализа материала по вещественному составу, структурной и временной приуроченности, металлогеническим особенностям, описанная ассоциация пород может быть выделена в габбро-плагиогранитную формацию.

По условиям становления, вещественному составу и металлогеническим особенностям породы формации родственны базальтоидам силура, хотя структурно и пространственно ассоциируют с

гипербазитами, приурочиваясь к тем же глубинным зонам разломов.

В докладе высказаны соображения о возможной продуктивности формации на медно-сульфидное оруденение.

В.И.Ленных, В.И.Петров

Ильменский Госзаповедник им. В.И.Ленина,

Миасс

### ГРАНУЛИТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ И ЭТАПЫ ДИАФТОРЕЗА ПОРОД ТАРАТАШСКОГО КОМПЛЕКСА

Тараташский комплекс характеризуется рядом особенностей, свойственных древнейшим архейским гранулитовым формациям фундаментов Русской, Сибирской и других платформ. В первую очередь это специфический набор пород. Главные породы комплекса — двупироксеновые кристаллические сланцы; гиперстеновые метадиориты и метагаббро-диориты; гранитоидные гиперстен-содержащие породы с антипертитом и синеватым кварцем, соответствующие эндербитам и чарнокитам; гнейсы и кварцито-гнейсы с гранатом, силлиманитом, кордиеритом, графитом; рудные магнетит-гиперстен-кварцевые породы (железистые кварциты) и магнетит-гиперстеновые породы; высокожелезистые ультрабазиты (плагноклазовые лерцолиты).

В строении комплекса намечается два крупных ритма, в основании каждого из которых широко развиты метабазиты (двупироксеновые кристаллические сланцы), а в верхних частях преобладают глиноземистые паропороды, в наслоении которых также отмечается наличие мелких ритмов. Соответственно в составе комплекса выделено четыре согласно залегающих толщи пород общей мощностью 3500–4000 м. Рудные горизонты (в первой и третьей толщах снизу) в общем плане тяготеют к тем частям разреза, где метабазиты сменяются различными глиноземистыми и другими первично терригенными образованиями. Древние толщи комплекса секутся рифейскими и вендскими габбро-диабазами.

На основании геолого-петрографических и геохронологических данных в тараташском комплексе выделяется четыре этапа метаморфизма. Первый этап в условиях гранулитовой фации имеет возраст древнее 2100 млн. лет, вероятно 2700 млн. лет (по данным  $\alpha$  -  $\gamma$

метода). Об условиях этого метаморфизма можно судить по особенностям сосуществующих граната и биотита (около 50 анализов) в кварцсодержащих биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовых парагенезисах. Гранаты указанных ассоциаций содержат 25-35% пирропового компонента, отличаются сравнительно низкой железистостью ( $f = 63-72\%$ ), что соответствует условиям довольно глубокой (алданской) фации глубинности по А.А.Маракушеву (1965). Биотиты характеризуются высоким содержанием  $TiO_2$  (3,5-4,7%), низкой глиноземистостью, железистость их ( $f$ ) = 40-55%. Температура метаморфизма по распределению компонентов между сосуществующими гранатом и биотитом оценивается в 680-720°C (по геотермометру Л.Л.Перчука, 1970).

Второй этап метаморфизма с возрастом 2100-1700 млн. лет датирован на основании большей части возрастных определений. Все эти значения относятся к породам и минералам, образовавшимся в результате наложенных процессов высокотемпературного диафореза и гранитизации гранулитовых ассоциаций в условиях амфиболитовой фации. Эти процессы совершались в несколько различных по щелочности стадий. С данным этапом связана амфиболитизация и биотитизация ультрабазитов, гиперстеновых метадиоритов; развитие куммингтонита, грюнерита, граната в магнетит-гиперстен-кварцевых и магнетит-гиперстеновых породах; амфиболитизация, биотитизация и появление граната в дупироксеновых кристаллических сланцах; появление новообразованного биотита в глиноземистых гнейсах; образование мусковитовых пегматитов, процессы мигматизации. Установлены пока лишь общие особенности мигматизации, заключающиеся в следующем. Составы гранитоидной части мигматитов отчетливо зависят от состава субстрата, в ранних продуктах мигматизации преобладают плагиограниты, нередко с гиперстеном, в более поздних - калиевые очковые мигматиты и нормальные гранитоиды. По всем имеющимся признакам мигматиты развиваются метасоматически в результате привноса щелочей и кремнезема глубинными флюидами. Лишь в отдельных участках процесс, по-видимому, переходит в плавление, но явно секущие, перемещенные гранитоиды встречаются очень редко в виде маломощных жил. Плагиогранитизация (жильная и полосчатая) тяготеет к центральной части антиклинальной структуры комплекса, очковая калишпатизация преобладает в периферических и стратиграфически более вы-

соких частях структуры и разреза. Температура диафореза в обстановке амфиболитовой фации по распределению компонентов между биотитом и гранатом оценивается в 620–630°. Новообразованный гранат отличается от древнего более низким содержанием пиропового компонента (15–20%) и повышенной железистостью ( $\tau = 77–87\%$ ), биотиты более глиноземисты и содержат меньше титана. Вероятно с рассматриваемым этапом метаморфизма связано формирование субширотных структур в тараташском комплексе (СВ 50–70°).

На третьем этапе метаморфизма (1200–1100 млн. лет) в условиях эпидот-амфиболитовой фации образуются зоны бластомилонитов различной мощности (до нескольких км). Бластомилониты обычно имеют очковую текстуру, содержат новообразования синие-зеленого амфибола, биотита, полевого шпата, эпидота, ортита. К этому же времени относится внедрение маломощных кварц-полевошпатовых жил, процессы амфиболитизации и биотитизации части секущих тараташский комплекс диабазов. В субмеридиональных зонах бластомилониты нередко смяты в складки, наложенные на более древнюю складчатость. Простираение шарниров новых складок СВ 20–40°. В том же направлении ориентирована возникающая на этом этапе метаморфизма линейность во многих типах пород. Значительная часть зон бластомилонитов небольшой мощности (до единиц метров) ориентирована субширотно, с простиранием СЗ 300–320°.

Четвертый этап метаморфизма (600–400 млн. лет) связан с образованием тектонических зон (сдвигов, надвигов), фиксируемых зелеными сланцами и псевдоморфными зеленосланцевыми диафоритами. Большая часть зон имеет северо-восточное и северо-западное простирание, отдельные зоны залегают меридионально. Мощность зон от единиц метров до нескольких км. В состав зеленых сланцев, образующихся по всем породам комплекса, входят хлорит, серицит, актинолит, нахмачный альбит, эпидотовые минералы и др. К этому же типу относятся процессы образования железисто-магнезиальных карбонатов и сульфидов по отдельным зонам в зеленосланцевых диафоритах, появление довольно редких кварц-мусковитовых метасоматитов. Зеленосланцевые диафориты обогащены золотом. Они, так же, как и бластомилониты, часто имеют очковую структуру. В связи с этим надо отметить, что в прежних, укоренившихся в литературе взглядах о выделении в тараташском комплексе двух серий: нижней – "инъекционных гнейсов" и верхней – "очковых

гнейсов", существование бластомилонитов и зеленосланцевых ди-афторитов не учитывалось. Все эти "очковые" породы включались в состав "верхней серии" и потому возникали представления о несогласном залегании "верхней серии", о разнице в метаморфизме нижней и верхней серий и т.д.

А.М.Пыстин

Ильменский Госзаповедник им. В.И.Ленина, Миасс

МЕТАМОРФИЗМ И ПРОБЛЕМА ВОЗРАСТА ПОРОД  
АЛЕКСАНДРОВСКОГО ГНЕЙСОВО-АМФИБОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА  
(ЗАПАДНЫЙ СКЛОН УРАЛА)

Александровский гнейсово-амфиболитовый комплекс расположен в зоне глубинного Звраткульского разлома, отделяющего ранне-докембрийские образования Тараташского выступа от метаморфической зоны Урал-Тау. Вопросы геологии и петрографии названного комплекса изучены недостаточно. Метаморфические породы одними исследователями сопоставляются с айской, другими с кувашской свитами рифея. Судя по сводной геологической карте Урала, комплекс сложен позднепротерозойскими интрузиями кислого и основного состава. В последние годы в процессе геологических съемок и тематических работ получен новый материал.

В составе метаморфического комплекса преобладают плагио-клазовые амфиболиты, в которых кроме роговой обманки и плагио-клаза могут присутствовать кварц, гранат, эпидот, сфен, куммингтонит, жедрит и акцессорные минералы: апатит, ортит, циркон, магнетит, ильменит, пирит. В единичных случаях встречаются реликты относительно слабоизмененных магматических пород, послуживших основой для некоторой части метабазитов. Это габбро-диабазы и плагиоклаз-оливиц-пироксеновые породы /израндиты/. Вторая по распространенности группа пород - биотитовые плагио-гнейсы с переменным и обычно незначительным содержанием граната, кианита, ставролита, мусковита, силлиманита, графита и акцессорными: цирконом, магнетитом, апатитом. В меньшем количестве встречаются гранито-гнейсы, жильные граниты, пегматиты и аплиты.

В проявлении метаморфических и метасоматических процессов отмечается следующая последовательность: а) региональный домигматитовый метаморфизм; б) метаморфизм, сопровождающийся региональной плаггиомигматизацией (плаггиогранитный метаморфизм); в) гранитизация; г) динамический метаморфизм в зонах бластомигматизации.

Продукты наиболее раннего, домигматитового метаморфизма отмечены в нескольких пунктах в северо-восточной части комплекса. Здесь они представлены грубополосчатыми амфиболовыми и биотитовыми гнейсами, смятыми в пологие складки, в ядрах которых иногда развивается кианит-кварц-полевошпатовая ассоциация, фиксирующая следующий (плаггиогранитный) этап метаморфизма. Полосчатость обусловлена неравномерным распределением амфибола и полевого шпата, биотита, полевого шпата и кварца и, скорее всего, является отражением первичной неоднородности (слоистости). Отмеченные породы повсеместно имеют выдержанное северо-западное простирание (обычно около  $310^{\circ}$ ). К востоку они претерпевают плаггиомигматизацию и постепенно превращаются в кианит-биотитовые, гранат-биотитовые и амфиболовые плаггиомигматиты. Вновь возникшая гнейсоватость сечет раннюю полосчатость и ориентирована в северо-восточном направлении согласно генеральному простиранию гнейсовости и сланцеватости в александровском комплексе. Дополнительным подтверждением северо-западного простирания ранних структур александровского комплекса служит факт частой смены литологического состава пород в северо-восточном и юго-западном направлении. Иногда на расстоянии I, 0-I, 5 километров состав пород по всему разрезу сменяется от существенно основного (амфиболиты) до существенно кислого (биотитовые гнейсы, гранито-гнейсы).

Следующий этап метаморфизма сопровождался региональной плаггиомигматизацией, наиболее широко проявившейся в глиноземистых, бедных кальцием гнейсах. В основных породах появляются новообразованный гранат, куммингтонит, жедрит. Нередко процесс приводит к образованию куммингтонитовых и жедритовых гнейсов с переменным содержанием граната. Степень регионального метаморфизма, судя по минеральным парагенезисам, достигает высоких ступеней амфиболитовой фации. Температуры минералообразования, определенные с помощью геотермометров Л. Л. Перчука, составляют

650-700°С.

Процессы нормальной гранитизации в значительной степени проявились в южной части комплекса. Породы претерпели интенсивную калиевую фельдшпатизацию и окварцевание. Нередко калиевый порфиробластез приводит к образованию крупнозернистой пегматитовидной породы, связанной постепенными переходами с гнейсовым субстратом. Наряду с метасоматическим преобразованием пород имели место и процессы анатексиса. Об этом свидетельствует наличие маломощных жил гранитов, пегматитов и аплитов.

Продукты низкотемпературного динамического метаморфизма приурочены преимущественно к западной границе комплекса. Они представлены хлорит-кварцевыми, биотит-хлорит-кварцевыми, серицит-кварцевыми сланцами с типичной структурой бластомилонитов.

Определения абсолютного возраста, выполненные калий-аргоновым, рубидий-стронциевым и альфа-свинцовым методами (Л.Н.Овчинников, А.И.Степанов, А.А.Краснобаев, В.А.Дунаев, Н.Н.Дурнева) показали, что на фоне картины общего омоложения пород устанавливаются реликтовые древние значения. Так, возраст цирконов из амфиболитов, определенный альфа-свинцовым методом, характеризуется цифрами  $1960 \pm 170$  и  $2050 \pm 190$  млн. лет. Более низкие значения возраста в диапазоне 650-1570 млн. лет, полученные по циркону, роговой обманке и биотиту подтверждают многоэтапность метаморфических процессов, однако их точная датировка пока затруднительна.

Геологические данные (несовпадение ранних структур комплекса с более молодыми - уральского плана), а также результаты геохронологических исследований позволяют сделать предположение о том, что субстрат александровского гнейсово-амфиболитового комплекса представлен породами дорифейского возраста.

Ш.Н.Кац, Л.А.Генина  
БТГУ, Уфа

Региональный эпигенез осадочных отложений  
зилаирской серии на Южном Урале

Зилаирская серия, относящаяся к флишоидной граувакковой

формации, представлена полимиктовыми песчаниками, переслаивающимися с глинистыми сланцами. Возраст серии определен в интервале ранний фран – ранний визе. Отложения серии распространены на западном склоне Южного Урала в Зилаирском синклинории и на восточном склоне в Магнитогорском мегасинклинории.

В западной и центральной частях Зилаирского синклинория и в центральной части Магнитогорского мегасинклинория зилаирские отложения изменены в условиях диагенеза-раннего эпигенеза: первичные текстуры полностью сохраняются; лишь изредка частично растворены обломочные зерна пироксена, роговой обманки, эпидота, кварца, полевого шпата; глинистые минералы представлены группами каолинита, монтмориллонита.

В восточной части Зилаирского синклинория и западной части Магнитогорского мегасинклинория (в Вознесенско-Присакмарском синклинории) зилаирские отложения изменены в условиях глубинного эпигенеза: текстура пород слабо сланцеватая; обломочные зерна сближены, намечается слабая их ориентировка; зерна роговой обманки, эпидота, кварца, плагиоклаза имеют признаки растворения; вокруг зерен кварца наблюдаются регенерационные и кристификационные каемки-листочки биотита и мусковита гидратизированы, часто изогнуты – деформированы под давлением; глинистые минералы представлены гидрослюдами.

Таким образом, наблюдается увеличение степени изменения пород зилаирской серии по направлению к антиклинорий Урал-Тау, который отделяет Зилаирский синклинорий от Магнитогорского мегасинклинория. Согласно Г.А.Смирнову (1971), последние две структуры в среднем палеозое составляли одно целое. Их разделение воздымающимся хр. Урал-Тау началось в перми. Увеличение степени преобразования пород интерпретируется авторами как следствие стресса и повышенного теплового потока, связанных с воздыманием хр. Урал-Тау.

Описанная закономерность не позволяет согласиться с представлением (Камалетдинов, 1968, Романов, 1972) о Зилаирском синклинории как чешуе, надвинутой с востока на полеозойские платформенные образования.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ГОРНЫХ ПОРОД  
ЦЕНТРАЛЬНО-УРАЛЬСКОГО ПОДЪЯТИЯ В ПРЕДЕЛАХ БАШКИРИИ

1. Центральное-Уральское поднятие сложено доордовикскими, большей частью рифейскими осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями. Палеозойские отложения распространены в наложенных мульдах, наиболее крупной из которых является Зилаирский мегасинклинорий. В доордовикском разрезе выделяют четыре серии (снизу вверх): бурзянскую, юрматинскую, каратаускую и ашинскую.

2. Для описываемого региона авторами составлена карта метаморфизма. Выделены следующие типы региональных изменений горных пород: 1) метаморфизм погружения /или динамо-геотермический, согласно Б.Я.Хоревой, 1966/; 2) зеленокаменный метаморфизм магматических пород; 3) динамотермальный метаморфизм средних и высоких давлений /или плутонический, согласно Б.Я.Хоревой/.

3. Метаморфизм погружения развит в доордовикских отложениях западной части описываемого региона /западнее Зюраткульского разлома/ и в палеозойских отложениях Зилаирского мегасинклинория и других наложенных мульд. Для метаморфизма погружения характерна вертикальная зональность: степень изменения пород зависит от их положения в стратиграфическом разрезе, т.е. от их возраста. Палеозойские отложения преобразованы в условиях начального эпигенеза; отложения ашинской, каратауской и верхов юрматинской серий преобразованы в условиях глубинного эпигенеза; отложения низов юрматинской и верхов бурзянской серий преобразованы в условиях метагенеза; низы бурзянской серии - в условиях мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации.

4. Региональный зеленокаменный метаморфизм проявлен в магматических породах (диабазы, липарито-дацитовые порфириты) залегающих среди осадочных отложений, измененных в условиях глубинного эпигенеза и метагенеза. В доордовикском разрезе зеленокаменные породы приурочены к низам юрматинской серии и

характеризуются минеральными ассоциациями зеленокаменной фации. В палеозойском разрезе Зилаирского мегасинклинория зеленокаменные породы характеризуются зеленокаменной и пумпеллит-пренитовой фациями.

5. Региональный динамотермальный метаморфизм охватывает доордовикские отложения восточной части описываемого региона (восточнее Зюраткульского разлома). Степень изменения пород не зависит от их возраста. Границы фаций метаморфизма секут стратиграфические границы. В области развития динамотермального метаморфизма выделяются: в западной и северной части фации средних давлений (зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая), в юго-восточной части - фации высоких давлений (лавсонит-глаукофановая, глаукофан-альмандиновая и эклогитовая), т.н. максютовский комплекс.

Имеющийся фактический материал не позволяет выявить все этапы динамотермального метаморфизма. Выделены два этапа: позднебайкальский (550-660 млн. лет) и менее интенсивный каледонский (310-450 млн. лет).

6. Западная часть Центрально-Уральского поднятия (западнее Зюраткульского разлома), характеризующаяся метаморфизмом погружения и незначительным развитием магматизма, является многоэосинклинальной областью. Восточную часть поднятия, характеризующуюся динамотермальным метаморфизмом и значительным развитием магматизма, следует рассматривать как рифейскую эвгеосинклинальную область. Следуя терминологии Г.А.Твалчрелидзе (1971, 1972), юго-восточная часть этой области (максютовский комплекс) является офиолитовой эвгеосинклиналь, а западная и северная часть этой области - терригенной эвгеосинклиналь.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ ЗАПАДНОГО СКЛОНА  
СЕВЕРНОГО И СРЕДНЕГО УРАЛА И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ  
СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ

1. В пределах изученной территории среди докембрийских образований выделены отложения среднего, верхнего и терминального рифея.

Эти отложения расположены в виде меридионально вытянутых полос в трех антиклинальных структурах (с востока на запад): Верхнепечерско-Исовской, Кваркушско-Каменногорской и Полюдовско-Колчимской.

2. Во всех указанных структурах разрез докембрийских отложений, за исключением среднерифейских образований, характеризуется четкой периодичностью строения. Периодичность проявляется в наличии трех полных циклов осадконакопления, каждый из которых состоит из трех подциклов: нижнего - трансгрессивного, среднего - переходного и верхнего - регрессивного.

3. Каждый цикл осадконакопления отличается определенным набором пород, особенностями вещественного состава и строения, металлогенической специализацией, большой протяженностью вдоль простирания геологических структур, наличием в подошве и кровле перерывов и следов размыва, приуроченностью к определенным этапам развития Уральской миегеосинклинали и прилегающих к ней районов. Эти циклы отнесены к разряду формаций.

4. Среди отложений среднего рифея, вскрытых только в пределах Верхнепечерско-Исовского антиклинория, выделены формации аспидных сланцев и карбонатная.

Формирование комплекса отложений верхнего рифея связано с проявлением гренвилльской складчатости (диасхизиса) на рубеже верхнего и среднего рифея, что нашло отражение в появлении в верхнерифейское время на исследуемой территории отложений типа спарагмитовой формации. Спарагмитовая формация верхнего рифея с характерным для нее обилием красноцветных терригенных пород преимущественно аркозового состава, наличием косой слоистости и прочих признаков, прослеживается во всех трех анти-

клинориях и состоит из трех субформаций. Среди отложений терминального рифея (вендомия), развитых в Кваркушко-Каменногорском и Полюдовско-Колчимском антиклинориях, выделены фалаховая и молассовая формации. И фалаховая, и молассовая формации, каждая подразделены на три субформации.

5. Фациальная изменчивость формаций проявляется вкрест простирания геологических структур и заключается в увеличении с запада на восток вулканогенных пород и постепенном замещении пестроцветных терригенных пород сероцветными.

6. Интенсивность вторичных преобразований возрастает в том же направлении от стадии позднего катагенеза до альмандино-амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

7. Выделенные формации характеризуются следующей металлогенической специализацией:

а) аспидная среднего рифея - послойным обогащением пород магнетитом и гематитом;

б) спаргмитовая верхнего рифея - послойным обогащением титано-циркониевыми минералами, повышенным содержанием Fe, Mo.

в) фалаховая вендомия обнаруживает общую зараженность пород фосфором с прослоями фосфоритов в верхней части и повышенное содержание Mn, Sr, Mo; к нижней части тяготеет повышенные содержания Co, Cr, Ni, Mn.

г) молассовая вендомия в нижней части фосфатоносна и содержит повышенные количества Sr, Mo.

А.М. Зильберман, Е.М. Чернышова, Ю.Н. Кичигин  
УТГУ, Свердловск, ПКГРЭ, Пермь

#### БАЗАЛЬТОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ ЗАПАДНОГО СКЛОНА СРЕДНЕГО И СЕВЕРНОГО УРАЛА

Западный склон Урала, по крайней мере в пределах Средней и Северной его частей можно рассматривать как активизированный край Русской платформы с развитыми на нем магматическими ассоциациями платформенного типа. Под влиянием развивающегося Уральского геосинклинального пояса эта зона претерпела ряд изменений (интенсивное прогибание, метаморфизм погружения,

складкообразовательные и дизъюнктивные движения и связанные с ними метаморфические процессы), которые наложили свой отпечаток и на магматические формации, не меняя, однако, их природы. Вблизи эвгеосинклинальной зоны, в восточной части западного склона существенно возрастает мощность эффузивных и пирокластических образований, насыщенность ими стратиграфического разреза, увеличивается количество интрузивных тел, степень метаморфических преобразований пород вплоть до полного зелено-каменного перерождения. Интенсивная складчатость, дизъюнктивная тектоника и метаморфизм, проявившиеся в чехле восточного края плиты, создали чуждую платформе структурную обстановку.

Образование магматических пород района происходило в течение двух региональных тектонско-магматических циклов: верхнепротерозойско-кембрийского и ордовикско-верхнепалеозойского. Наиболее широко и полно проявился трапповый магматизм первого из циклов, когда в приводораздельной части Северного Урала в пределах Верхнепечорско-Косьювинского антиклинория и на плато Кваркуш (Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий) в период верхнего рифея - нижнего кембрия формировались мощные эффузивные и интрузивные серии диабазов, диабазовых порфиритов и их туфов, залегающих среди песчано-сланцевых толщ. Интрузивными комагматами их являются мелкие тела габбро-диабазов и диабазов, образующие силлы, дайки, линзы и штоки. По петрохимическому составу их можно подразделить на ряд комплексов: кварцевых толеитов, одивиновых толеитов и трахибазальтов. По стратиграфическому положению эффузивные образования входят в состав чувальской, хозатумпской, кваркушской и велсовской свит.

С вулканитами верхнерифейско-кембрийской трапповой формации связаны медные и полиметаллические гидротермальные проявления, а с интрузивными телами диабазов - постмагматическая медно-никелевая минерализация и мелкие пластовые залежи титаномагнетита в примитивно дифференцированных силлах.

К югу от Кваркуша (в пределах Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория) усиливается трахибазальтовая ветвь трапповой формации и появляется самостоятельная трахибазальтовая формация венд-кембрийского возраста. В ее составе повсеместно доминируют трахибазальтовые порфириты с подчиненными им базальтовыми порфиритами, трахитовыми порфирами, трахилипаритами, авгититами и

разнообразными лавами, лавобрекчиями, туфами и туфобрекчиями основных щелочных и щелочно-ультраосновных пород. В гипабиссальной фации присутствуют эссексит-диабазы, тешениты, сиенит-порфиры, граносиениты, пикриты, якупирангиты, мельтейгиты, образующие дайки, штоки, линзовидные тела и жилы.

В зависимости от преобладающей ассоциации пород трахибазальтовая формация может быть подразделена на комплексы: трахит-трахибазальтовый (Федотовская свита), авгитит-трахибазальтовый (Койвенская и Дворецкая свиты), пикрит-трахибазальтовый (Вильвенская свита). Вмещающими породами этих комплексов являются пестроцветные мелководные отложения: песчаники, алевролиты, глинистые сланцы с прослоями конгломератов, мергели, углистые сланцы. С вулканитами часто ассоциируют карбонатные образования.

По химизму породы основного состава относятся к щелочно-оливин-базальтовой серии, они, как правило, недонасыщены кремниевой кислотой и обладают повышенной титанистостью и щелочностью К-Na типа. В нормативном составе их обычно присутствуют оливин и часто нефелин.

С породами трахибазальтовой формации связаны проявления и месторождения контактово-метасоматических и осадочно-вулканогенных железных руд, медных и полиметаллических руд жильного типа, проявления радиоактивности и редких элементов.

В конце верхнепротерозойско-кембрийского и начале ордовикско-верхнепалеозойского тектоно-магматических циклов происходило внедрение ультраосновных дифференциатов базальтовой магмы, давшей мелкие массивы железистых гарцбургитов, дунитов, пироксенитов и перидотитов, по-видимому, кембрийского (?) и ордовикско-силурийского возраста (Сарановский и Вишерский пояса ультрабазитов).

В ордовикско-верхнепалеозойский цикл происходило образование многочисленных даек диабазов и габбро-диабазов нормальной и субщелочного состава, подразделяющихся на соответствующие комплексы. С ними ассоциируют пикрит-диабазы и пикриты, отличающиеся от подобных пород трахибазальтовой формации пониженной титанистостью. Эта ассоциация пород выделена нами в трапповую габбро-диабаз-долеритовую формацию верхнесилурийско-нижнедевонского возраста. По химизму они относятся к группе

кварцевых толеитов и местами близки к конга-диабазам. Необходимо отметить, что сходные с ними по возрасту и петрографическому составу дайки габбро-диабазов западного крыла Тагильского мегасинклинория, в отличие от западноуральских, относятся к группе оливиновых толеитов (по среднему нормативному составу).

В отношении современной структуры западного склона Среднего и Северного Урала магматические образования сохраняют хорошо проявленную зональность. В пределах миегеосинклинальной зоны, к которой относится зона Западно-Уральской складчатости, имеются лишь редкие дайки габбро-диабазов предсреднедевонской трапповой формации. Количество и разнообразие интрузий возрастает к северу, и в бассейне Верхней Печоры появляются тела более молодого средне- и верхнепалеозойского времени (по Г.В. Симакову).

Более разнообразны и многочисленны проявления магматизма в Центрально-Уральском поднятии, представляющем собой срединный массив в герцинской структуре Урала. Здесь, на площади, сложенной "немymi" в палеонтологическом отношении древними толщами, произошло наложение палеозойского магматизма на верхнепротерозойско-кембрийский, создавая сложное переплетение магматитов нескольких формационных типов.

В соответствии с предложенной выше схемой формационного деления магматических образований западного склона Среднего и Северного Урала увеличиваются перспективы этого региона на определенные виды полезных ископаемых, свойственные платформенным типам магматических ассоциаций.

С.С.Щербин  
СГИ, Свердловск

ВЗАИМООТНОШЕНИЕ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ГРАНИТОВ  
С ДООРДОВИКСКИМИ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИМИ ПОРОДАМИ  
В РАЙОНЕ МАНЬ-ХАМБО НА ПРИПОЛЯРНОМ УРАЛЕ

Гранитные интрузии в районе Мань-Хамбо пользуются широким развитием. Они представлены относительно крупными по размерам (до 600 км<sup>2</sup>) интрузиями Мань-Хамбо, Илья-Из и многими мелкими

безымянными штокообразными интрузиями и дайками. Визуально по составу они очень близки друг к другу, а нередко просто неотличимы. В районе преимущественно развиты осадочно-метаморфические (сланцы, кварцито-песчаники, гравелиты и конгломераты) и эффузивные образования хобейнской и маньинской свит (верхний протерозой — кембрий). Подчиненное значение имеют дохобейнские осадочно-метаморфические образования и осадочно-метаморфические породы нижнего ордовика (тельпосская свита).

Наиболее древними интрузивными образованиями являются граниты двух рядом расположенных массивов — Мань-Хамбо и Илья-Из. По-видимому, они представляют собой единый массив, по длинной оси вытянутый в меридиональном направлении. Детальное изучение массива Мань-Хамбо показало, что граниты имеют все признаки их формирования в гипабиссальных условиях (Щербин и др., 1966, 1971). Внутреннее строение массива сложное и отражено в их зональности (от центра к краевой части): крупно-зернистые биотитовые граниты (преимущественно) — среднезернистые биотит-мусковитовые-мелкозернистые мусковитовые. Состав гранитов: микроклин-пертит и микроклин 30,5-36,6%, плагиоклаз 29,2-29,9%, кварц 26,6-28,8%, слюды (биотит и мусковит по биотиту) 2,4-15%, акцессорные до 1% (магнетит, ильменит, сфен, эпидот, ортит, циркон, колумбит и др.). Абсолютный возраст ферриторита из базальных конгломератов хобейнской свиты, резко несогласно перекрывающих граниты Мань-Хамбо, и, являющихся продуктами размыва гранитов, определяется значениями  $1100 \pm 50$  млн лет, что соответствует границе среднего и верхнего рифея. Ферриторит конгломератов идентичен ферриториту гранитов Мань-Хамбо.

Граниты массива Мань-Хамбо прорваны дайками (мощность от см. до 10 м) и мелкими штокообразными интрузиями аплитовидных средне и мелкозернистых гранитов, которые мы относим к интрузивным образованиям второй фазы. Их внедрение происходило в значительно более позднее время вдоль крупных тектонических зон расщепления, возникших в уже консолидированном массиве Мань-Хамбо. Химсостав их петрогенных элементов близок к гранитам Мань-Хамбо. Отличием является значительное обогащение флюоритом. По-видимому, эта фаза гранитов знаменует завершение дохобейнской магматической деятельности.

Интрузивные проявления I и II фаз отсутствуют в более моло-

дых осадочных образованиях хобеинской и маньинской свит. Различные продукты разрушения гранитов отмечаются в базальных и внутриформационных пластах конгломератов и гравелитов: окатанные и полуокатанные гальки и валуны гранитов, гальки и гравийные зерна кварц-полевошпатового состава с характерным голубоватым кварцем, аналогичные акцессорные минералы гранитов (циркон, торит, ортит и др.).

Штокообразные интрузии размером до 1 км<sup>2</sup> и дайки мощностью до 30-40 м гранитов III фазы представлены средне и мелкозернистыми лейкократовыми разностями. Их состав: микроклинопертит 38-40%, плагиоклаз-альбит № 5-6 16-19%, кварц 40-43%, мусковит I-3%, очень мало магнетита, сфена, единичные зерна ортита. Они характеризуются меньшей величиной "v'" по сравнению с гранитами Мань-Хамбо, содержание двуоксида титана в 2-3 раза меньше, очень бедны акцессориями. Граниты прорывают осадочно-метаморфические и вулканогенные породы хобеинской и маньинской свит. На контакте с вмещающими породами вокруг гранитов прослеживается мощный (до 400 м) ореол контактово-измененных пород (правый приток р. Мань-Нянс). Например, в сланцевой толще верхнехобеинской подсветы от центра к периферии отмечается следующая зональность: кварцево-биотито-мусковитовые сланцы (инт. 0-10 м) - кварц-мусковитовые сланцы с гранатом и роговой обманкой (инт. 10-50 м) - последовательно кварц-эпидот-серицитовые, кварц-слюдисто-эпидотовые, кварц-серицит-хлоритовые сланцы (инт. 50-400 м).

Контактирующие с гранитами конгломераты хобеинской свиты также сильно изменены (особенно ослуждены и окварцованы), но практически не обогащены рудными акцессорными минералами материнских гранитов как это имеет место для базальных конгломератов основания хобеинской свиты. Абсолютный возраст гранитов, определенный по цирконам (Краснобаев А.А.) датируется как по слеордовикский 380-340 млн. лет и даже 300-225 млн. лет.

Таким образом сопоставление минерального и петрохимического составов гранитов и их взаимоотношения с вмещающими породами позволяет в районе Мань-Хамбо надежно выделить три фазы близко сходных по облику, но различных во времени образования гранитов: рифейские дохобеинские - I и II фазы и послехобеинские (послетельпосские) палеозойские - III фаза.

С.Г.Караченцев, В.Г.Вигорова, А.А.Краснобаев,  
А.И.Степанов

ЗапСибНИГНИ, Тюмень, ИГиГ УНЦ АН СССР, Свердловск

## РАДИОЛОГИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ГРАНИТОИДОВ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

В северном окончании Центрально-Уральского поднятия выделяется ряд блоков, отличающихся масштабом проявления гранитного магматизма. Определение радиологического возраста гранитоидов из южного Ильязского блока (массив Мань-Хамбо) и северного Верхнекожимского блока (массивы Лавкашорский, Балашовский, Свободинский, Народинский и др.) по цирконам из 24 проб и слюдам из 8 проб показало, что как в том, так и в другом блоке четко выделяются два интервала гранитообразования. В Ильязском блоке это 990-675 млн. лет и 430-320 млн. лет, в Верхнекожимском - 640-540 млн. лет и 430-295 млн. лет. По видимому, в обоих блоках одновременное образование гранитов происходило с середины ордовика-силура, а ранее тектоно-магматическая история блоков была различной. Это позволяет в меридионально целостной структуре (фрагменте Центрально-Уральского поднятия) выделить широтные пояса, отличающиеся по времени проявления в них гранитного магматизма. Южный пояс, где магматизм инверсионной стадии практически отсутствует, вероятно является зоной байкальской миегеосинклинали, простиравшейся от Тимана до Печоро-Кожвинского вала. Далее к северу распространяется пояс эвгеосинклинали, замыкание которой происходило в вендско-кембрийское время.

В дальнейшем формирование гранитов на севере Центрально-Уральского поднятия происходило во внегеосинклинальных условиях, охватывая оба пояса, фрагменты которых находились в консолидированной пластине, ограниченной системой продольных (субмеридиональных) разломов периода заложения Уральской геосинклинали.

СИЛЛЫ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ДИАБАЗОВ Г. ЮБРЫШКИ И  
СВЯЗАННОЕ С НИМИ ТИТАНОМАГНЕТИТОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Ранее считалось, что Юбрышкинская интрузия габбро-диабазов имеет форму штока, а титаномагнетитовые руды одноименного месторождения залегают в виде шпиров.

В процессе геологической съемки установлено, что месторождение связано с псевдостратифицированными силлами зеленокаменных-измененных диабазов, приуроченных к терригенным сланцам нижнеишеримской подсветы верхнего протерозоя, смятых в синклинальную складку меридионального простирания с крутым северным погружением шарнира.

В тектоническом плане месторождение относится к Юбрышкинскому синклинальному блоку восточной части Шудьинской мегантиклинали, входящей в состав Верхнепечорско-Исовского антиклинория. Западной границей блока является Мойвинско-Кутимский, восточной - Шудьинский разломы.

Своеобразие условий формирования силловых интрузий г. Юбрышка заключается в наличии здесь пакета, состоящего из пяти согласных тел габбро-диабазов, оказывающих взаимное влияние в процессе их становления, что возможно предопределило асимметричное зональное строение наиболее мощного Южно-Юбрышкинского силла.

Нижняя зона мощностью 240 м представлена мелко-среднекристаллическими диабазами, габбро-диабазами, претерпевшими обычно для силловых интрузий района зеленокаменный метаморфизм. Центральная зона сложена апопироксенитовыми горнблендитами и имеет мощность 85-90 м. В основании зоны залегают пластообразная залежь густовкрапленных титаномагнетитовых руд мощностью от 5 до 20 м. Руды концентрируются в центриклинали складки, прослеживаются на 1 км в западном и быстро выклиниваются в восточном крыле, что является возможно не случайным явлением, подчиняясь общей тенденции некоторых уральских титаномагнетитовых месторождений. В южном центриклинальном замыкании складки от рудного тела отходят жилообразные секущие апофизы, приурочен-

ные к вертикальным трещинам меридионального простирания. Секущие рудные тела сопровождаются негматойдными разностями габбро-диабазов, которые, кроме того, устанавливаются и вблизи подошвы рудного тела.

Верхняя зона по составу аналогична нижней, представлена такими же мелко и среднезернистыми габбро-диабазами, но имеет значительно меньшую мощность (30-40 м).

Довольно часто наблюдается полосчатая текстура и ориентировка табличек плагиоклаза вдоль плоскостей псевдостратификации, которые в свою очередь залегают согласно с контактами силла.

С изменением состава пород закономерно связаны оптические свойства синие-зеленой роговой обманки.

В экзоконтактных частях силла установлены роговики, причем, если в подошве силла наблюдается только биотитизация вмещающих пород, то в перекрывающих силл сланцах наряду с биотитом появляются порфиробласты андалузита.

Петрографические исследования наряду с другими геологическими данными позволяют отнести Юрышкинское месторождение титаномагнетитов к Кусинскому типу.

Е.М.Чернышова, С.В.Младших, Л.И.Лядова.

ПКГРЭ, Пермь

#### ДОЛЕРИТЫ ТРАПОВОЙ ФОРМАЦИИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПОЛЮДОВСКО-КОЛЧИМСКОГО ПОДНЯТИЯ

В связи с усилением работ по поискам первоисточников алмазов в пределах Полюдовско-Колчимского поднятия проводилась детальная аэромагнитная съемка (А.В.Чурсин, 1967), в результате которой удалось выявить ряд аэромагнитных аномалий большой интенсивности. При проверке Буркочимской и Ныробской аномалий скважинами впервые в 1966 г. были вскрыты дайковые тела щелочных диабазов, описанных в работах А.С.Гринсона и Л.И.Лукьяновой (1972).

В северной части Полюдовско-Колчимского поднятия в бассейне р. Кольвы на Кикусском, Верхне-Ухтымском и Пармском участках

установлены в 1971 г. новые гипабиссальные тела щелочных диабазов, а в районе юго-восточной части г. Лосиной в местах двух эпицентров интенсивностью 580-635 гамм шурфами было вскрыто четыре небольших тела долеритов, залегающих среди песчаников коркасской свиты верхнего протерозоя, без видимого несогласия с ними. Щелочные диабазы были коротко описаны С.В.Младших и др. (1973).

Долериты г. Лосиной слагают мелкие sill, падающие так же, как и вмещающие породы по азимуту юг-юго-запад  $190-220^{\circ}$  под углом  $25^{\circ}-40^{\circ}$ . Протяженность тел по простиранию не установлена, вероятно она не превышает первые десятки метров. Мощность самого северного тела не более 0,15 м, а на 30 м выше по разрезу второго тела - 4-5 м.

Долериты весьма плотные, преимущественно мелкозернистые, темно-серые, почти черные. Во всех телах долериты обладают четко выраженной шаровой отдельностью.

При микроскопическом исследовании долеритов г. Лосиной, близких к долеритам трапповой формации западного склона Урала, оказалось, что они по составу однообразны, но отличаются, главным образом, по структуре. Преобладающей в долеритах является офитовая средне-мелкозернистая структура, иногда порфириовидная. В составе долеритов отмечены две генерации плагиоклаза: одна в более крупных индивидах состава  $An_{57} - An_{62}$ , вторая - в более мелких лейстах состава  $An_{40} - An_{52}$ ; моноклиновый пироксен - авгит и реже титан-авгит.

Кристаллохимическая формула пироксена, вычисленная по кислородному методу, отвечает магниально-железистому титан-авгиту с примесью эггириновой молекулы (Ca 0,58; NaO, 06; K<sub>2</sub> 0,03; Mg 10,49; Fe<sup>+2</sup> 0,27; Fe<sup>+3</sup> 0,24; Al 0,14; Ti 0,07 / Si 1,79. Al 0,21/ 2). 0,6.

В незначительных количествах встречаются титаномагнетит с содержанием  $TiO_2 = 12,56\%$ , пирит, биотит, слабо раскристаллизованный стекловатый базис, микропегматит. Из аксессуарных минералов отмечены рутил, циркон, апатит, хромит и анатаз.

По химическому составу долериты г. Лосиной близки долеритам и габбро-диабазам трапповой формации Западно-Уральской зоны складчатости, некоторым долеритам Ямантаусского комплекса Южного Урала (трапповая формация Белорецкого района), а также

долеритам и базальтам траппов древних платформ по В.А.Кутолину, 1969.

В результате расчета нормативного состава долеритов г. Лосиной по методу американских петрографов оказалось, что они содержат в своем составе нормативный кварц, гиперстен, диопсид, и по классификации Лодера и Тилли (Д.Х.Грин, А.Э.Рингвуд, 1968) они могут быть отнесены к кварцевым толеитам.

По содержанию титана выделяются две разновидности: одна-среднетитанистых долеритов с содержанием двуокиси титана до 2% (северное тело г. Лосиной) и вторая-титанистые долериты с содержанием двуокиси титана в среднем 2,65% (южное тело г. Лосиной).

К зоне развития долеритов приурочена редкая сульфидная минерализация пирита, халькопирита, связанная, очевидно, с гидротермальными постмагматическими процессами.

Абсолютный возраст долеритов г. Лосиной по калий-аргоновому методу - 450 млн. лет. На основании общего геологического размещения долеритов трапповой формации западного склона Урала и Полюдовско-Колчимского поднятия можно условно считать, что их проявление, по-видимому, имело место в верхнесилурийско-нижнедевонское время.

Ю.Д.Смирнов, Л.И.Лукьянова, А.Ф.Волынин

ВСЕГЕИ, Ленинград

#### УЛЬТРАОСНОВНЫЕ И ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОИДНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ УРАЛА

Магматические ультраосновные и щелочно-базальтоидные комплексы на территории западного склона Урала представлены породами разнообразного состава и возраста.

Щелочные базальтоиды, представленные в интрузивных, эксплозивных и вулканогенных фациях, развиты в Красновишерском районе и на западном склоне Среднего и Южного Урала. Дайки щелочных габброидов венджембрийского возраста объединены в красновишерский комплекс. Положение тел и даек здесь контролируется зоной глубинного разлома северо-западного направления, совпадающей с границей Предтима́нского прогиба и рядом других дизъю-

онктивных нарушений в фундаменте.

На Среднем Урале щелочные базальтоиды объединены в дворецкий, ослянский и вильвенский комплексы. Эффузивы, дайки и аппараты центрального типа дворецкого комплекса образуют две меридионально вытянутые полосы, которые связаны с зонами разломов в фундаменте. Для ослянского комплекса характерны высокотитанистые пикритовые порфириды. Оба комплекса имеют венд-кембрийский возраст. Более молодые, возможно, триасовые эксплозивные и гипабиссальные разновидности щелочно-основных пород объединены в вильвенский комплекс.

На Южном Урале щелочные габброиды развиты в Башкирском антиклинории среди габбро-диабазов александровского, шатисского и буландихинского комплексов. Возраст последних считается докембрийским.

Пространственная связь щелочно-основных пород с кимберлитами на Сибирской платформе и в других районах мира позволяет искать последние в зонах разломов фундамента, где развиты щелочные базальтоиды.

Ультраосновные породы на западном склоне Урала представлены железистыми перидотитами сарановского, перидотитами и пироксенитами вишерского, перидотитами шишимского, а также пикритовыми порфиридами антипинского и кусьинского комплексов. Среди них по геологическому положению и составу, наибольший практический интерес представляют пикритовые порфириды двух последних комплексов.

Пикриты антипинского комплекса слагают дайки и мелкие тела центрального типа, распространенные на протяжении всего западного склона Урала. Они приурочены к разломам в фундаменте меридионального направления, или к пересечению их с широтными разломами. Возраст пород кембрийский или раннеордовикский. По химическим и минеральным особенностям пикриты этого комплекса отнесены к серии ультраосновных щелочных пород. Однако сильный метаморфизм пород иногда затрудняет точное определение их формационной принадлежности.

Пикритовые порфириды кусьинского комплекса имеют мезозойский возраст и приурочены к зоне пересечения дизъюнктивных нарушений в фундаменте субширотного и северо-восточного направлений. Пикритовые порфириды этого комплекса по ряду минерало-

гических и геохимических особенностей также отнесены к щелочно-ультраосновной формации. На основании сравнения пород антипинского и кусьинского комплекса с аналогичными породами других регионов Советского Союза авторы приходят к выводу о необходимости проводить поиски алмазосных пород на участках распространения образований этих комплексов.

Б.К.Ушков, Н.А.Зуев, Е.М.Чернышова  
ПКГРЭ, Пермь

### О НАХОДКЕ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ СРЕДНЕГО УРАЛА

В результате геологосъемочных и тематических работ Пермской комплексной геологоразведочной экспедицией в 1972-73 гг. были зафиксированы новые гипабиссальные тела щелочно-ультраосновных пород типа мельтейгитов-якупирангитов в районе восточного склона Кырьинского Камня. Эти породы слагают, по-видимому, небольшие дайкообразные тела среди щелочных диабазов, трахизальтовых порфириров и песчаносланцевых пород верхнего протерозоя. Геологическое положение и размеры тел пока не установлены.

Петрографическими особенностями вскрытых пород являются: меланократовый характер, постоянное присутствие в составе титан-авгита, удлиненно-призматического габитуса с хорошо развитыми концевыми гранями, нередкая трахитоидность пород, большое содержание титанистых минералов. Для структуры пород характерно присутствие крупных, до 5 мм, кристаллов титан-авгита, иногда замещенного амфиболом. В промежутках между его идиоморфными кристаллами находятся полностью альбитизированный или замещенный слюдой нефелин (?), мелкочешуйчатый агрегат с зернами сфена, ильменита, титаномagnetита, апатита и биотита. Количественное соотношение слагающих пород компонентов непостоянно: титан-авгита от 26 до 65%, амфибола от 6 до 55%, продуктов разложения нефелина (?) от 0,3 до 16%, биотита от 0,5 до 6,5%, апатита от 0,8 до 1,5%, рудных от 1,5 до 8%.

Химический состав этих пород характеризуется низким со -

держанием кремнекислоты (35-43%), высоким - двуокиси титана (в среднем 6,1%), повышенными - окиси кальция (14,3%), щелочей ( $K_2O=2,46\%$ ,  $Na_2O=0,78\%$ ). Содержание окиси магния составляет в среднем 7,5%.

В нормативном составе описываемых пород присутствует оливин и нефелин.

По минералогическому и химическому составу обнаруженные породы близки к группе мельтейгита-якупирангита Маймеча-Котуйского района западной окраины Сибирской платформы и якупирангитам Бразилии.

Выявленная группа пород имеет, возможно, более широкое распространение. Она имеет важное значение для формационного деления магматических образований западного склона Урала, дает предпосылки для возможного выделения самостоятельной щелочно-ультраосновной ассоциации и еще раз указывает на проявление платформенного типа магматизма в самых восточных районах западного склона Урала.

О.К.Иванов

ИГиГ УНЦ АН СССР, Свердловск

#### НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ПЕТРОЛОГИИ САРАНОВСКОГО ХРОМИТОНОСНОГО ПОЯСА

В пределах Центрально-Уральского поднятия известны два крупных пояса стагиформных массивов - Сарановский хромитоносный дунит-гарцбургит-пироксенит-габбровый и Кусинский титаносный пироксенит-анортозит-габбровый. Сарановский пояс длиной около 70 км располагается на западном склоне Урала, в восточном борту Бассегского и западном Синегорского антиклинориев среди слабо метаморфизованных рифейских и вендских отложений.

Пояс состоит из 9 точно установленных и 3 проблематичных массивов, объединенных в 4 группы. Размеры наиболее крупных не превышают 2х0,5 км. Массивы сложены антигоровыми, антигортизированными и реже магнетит-лизардитовыми серпентинитами. В двух северных наблюдаются измененные апогаббровые породы, в самых южных вебстериты. Хромитовое оруденение известно во

всех более или менее крупных и большинстве мелких массивов.

В результате реконструкции состава и структур первичных пород установлено, что гипербазиты были представлены дунитами, бронзитовыми, бронзит-диопсидовыми дунитами, дунит-гарцбургитами, дунит-лерцолитами, гарцбургитами, лерцолитами, вебстеритами, оливиновыми пироксенитами, флогопитовыми дунитами, флогопитовыми перидотитами; габброиды - анортозитами, пироксеновыми анортозитами, габбро, плагиоклазовыми пироксенитами; хромититы - всеми переходными разностями от гипербазитов к оливиновым, оливин-пироксеновым и пироксеновым хромититам, мелкозернистым, порфиroidным, овоидным и полиэдрическим. Обнаружены также постмагматические образования, представленные ультраосновными пегматитами состава от дунит-пегматитов до бронзитовых дунитов, специфической породой сарановитом, лабратор-диопсидовыми образованиями и хромитовыми метасоматитами.

В Северном и Южном Сарановских массивах установлено многофазное строение. Первая фаза сложена дунитами, а в Южном дунитами, хромититами и бронзитсодержащими дунитами, вторая - стратифицированными хромитонесными гипербазитами, третья - габброидами. Остальные массивы сложены аналогами второй фазы крупных массивов. Характерной особенностью ее является стратифицированность - развитие отдельных петрографических типов пород, особенно хромититов, в виде выдержанных пластов, число которых достигает 29 в Северном массиве, увеличение железистости серпентинитов по разрезу, обогащение хромшпинелидов Fe и Ti и увеличение содержания пироксена в гипербазитах вверх по разрезу. Постмагматические образования известны только в наиболее крупных массивах и приурочены к подошвам хромитовых пластов и контактам с вмещающими породами или гипербазитами разных фаз.

Несмотря на отсутствие контактового воздействия гипербазитов на вмещающие породы, интрузивные взаимоотношения между различными типами пород, трахитоидность гипербазитов, прямая зависимость между размерами массива и степенью развития и спектром постмагматических образований, между размерами массива и мощностью хромитовых пластов и между размерами массива и величиной вторичных перекристаллизованных зерен хромшпинелида в рудах, свидетельствуют об интрузивном происхождении всех массивов пояса, хотя впоследствии они, видимо, испытали некоторое

перемещение.

Спектр пород, структуры гипербазитов и хромититов, высокая железистость серпентинитов и хромититов, стратифицированность и закономерное изменение состава пород и минералов по разрезу, позволяет отнести гипербазиты, хромититы и габброиды Сарановского пояса к дифференциатам базальтоидной магмы. Существенное сходство между массивами и их пространственная близость позволяют считать, что они представляют собой интрузивные апофизы единого, залегавшего на глубине, дифференцированного базальтоидного магматического тела.

Г. В. Симаков

ВСЕГЕИ, Ленинград

О ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ МАЛЫХ БАЗИТОВЫХ  
ИНТРУЗИЙ ЗАПАДНОГО СКЛОНА СЕВЕРНОГО УРАЛА  
(бассейн р. Верхней Печоры)

Специфика тектонического развития Западно-Уральской зоны в палеозое была обусловлена промежуточным положением ее между жесткими платформенными структурами на западе и активной, мобильной геосинклинальной областью Урала на востоке. Обобщенное влияние этих факторов сказалось и на характере палеозойского магматизма в этой зоне, которая большинством уральских геологов рассматривается как внешняя (миogeосинклинальная) часть Уральской геосинклинальной системы.

Здесь широко распространены малые интрузивные тела (дайки и силлы) пород основного состава, известных под названием габбро-диабазов и диабазов.

Согласно классификации, предложенной в объяснительной записке к карте магматических формаций СССР масштаба 1:2 500 000 (отв. ред. Д. С. Харкевич) все эти породы, наряду с гипабиссальными интрузиями эвгеосинклинальных областей, объединяются в габбро-диорит-диабазовую абстрактную формацию "ранней стадии развития складчатых областей". Условность такого объединения очевидна и вытекает из слабой изученности миogeосинклинального базитового магматизма.

Петрологическое изучение палеозойского базитового магматизма Печорского Урала позволило автору впервые выделить здесь разновозрастные сообщества в ранге гипабиссальных интрузивных комплексов. По возрасту они разделяются на ордовикско-раннесилурийскую, позднесилурийско-раннедевонскую, раннекарбоновую и позднепалеозойскую (Р?) генерации, что отвечает ранней, средней и поздней стадиям тектонического развития позднеуральской (ордовикско-триасовой) геосинклинальной системы (по А.Г.Кондиайн и О.А.Кондиайну). По петрографическому составу выделяются габбро-диабазовые (кисуньинский, ильчский и верхнеильчский), габбро-граносиенитовый (ельминский) и долеритовый (тимаизский) комплексы. По формационным признакам эти комплексы достаточно специфичны и содержат в себе признаки как геосинклинального, так и платформенного магматизма, что особенно ощутимо при сравнении петрохимических особенностей.

В составе интрузивных ассоциаций тут выделяются аналоги щелочно-габброидной и габбро-гранитоидной формаций (кисуньинский и ельминский комплексы). Габбро-диабазовые и долеритовая ассоциации по многим признакам существенно отличаются от наиболее типичных базитовых формаций платформ и эвгеосинклиналий и объединяются нами в габбро-диабаз-долеритовую группу формаций внешней части геосинклинали.

Формационными особенностями магматических проявлений в известной мере определяются и перспективы этой области в отношении эндогенных полезных ископаемых. На рассматриваемой территории Печорского Урала намечаются признаки медно-никелевого сульфидного оруденения, обычного для платформенных областей и связанного в районе с раннекарбоновыми габбро-диабазами. Наряду с этим здесь известно и полиметаллическое оруденение (Шантымское и Сотчем-Ельское месторождения), генезис которого является спорным, но имеется много данных о гидротермально-метасоматическом его происхождении. И, наконец, наметившаяся здесь весьма своеобразная геохимическая специализация габбро-граносиенитовой ассоциации пород заслуживает своего дальнейшего углубленного изучения с целью выяснения перспектив района на вольфрам.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ  
ВЕРХНЕПЕЧЕРСКО-ИСОВСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

В течение последних восьми лет геологической съемкой охвачена значительная часть Верхнепечерско-Исовского антиклинория, расположенного на Северном Урале в пределах Центрально-Уральского поднятия. Слагающий изученную площадь метаморфический комплекс верхнепротерозойского возраста образован в результате существенного изменения минералогического состава и структур исходных осадочных, вулканогенных и, в меньшей степени, интрузивных пород в результате неоднократно проявившихся разнообразных видов и фаз метаморфизма и метасоматоза. Часть пород испытала полиметаморфизм.

В настоящем сообщении описывается региональный термодинамометаморфизм, характеризующийся повсеместным площадным распространением в пределах указанной структуры. При разделении регионального метаморфизма на серии, фации и субфации принята схема Г.Винклера (1969).

Региональный метаморфизм в зоне Центрально-Уральского поднятия характеризуется значительным диапазоном физических условий (температура, давление) и, как следствие, разнообразием установленных фаций и субфаций, а именно фации зеленых сланцев и альмандин-амфиболитовой фации серии Барроу, характерной для многих областей развития каледонского метаморфизма и имеющей определенную для этой серии последовательность метаморфических зон по минералам-индикаторам: хлорит-биотит-альмандин-ставролит-дистен-силлиманит. Образование серии фаций типа Барроу происходит в условиях небольшого геотермического градиента, при больших давлениях (более 6-7 кбар) и связано со складчатостью в отличие от метаморфизма погружения (нагрузки) Тагильско-Магнитогорского прогиба, в западном крыле которого отложения саранхапнерской свиты характеризуются зеленокаменным изменением в условиях зеленосланцевой и цеолитовой фаций при меньшей роли динамометаморфизма.

В пределах Верхнепечорско-Исовского антиклинория отчетливо выделяются следующие метаморфические подразделения. Фация зеленых сланцев представлена всеми тремя субфациями: кварц-альбит-мусковит-хлоритовой, кварц-альбит-эпидот-биотитовой, кварц-альбит-эпидот-альмандиновой. Впервые в исследованном районе выявлены более высокометаморфизованные образования альмандин-амфиболитовой фации, в составе которой описаны две субфации: ставролит-альмандиновая и дистен-альмандин-мусковитовая.

Изучение регионального метаморфизма в исследованном районе имеет весьма важное значение. Не вызывает сомнения необходимость учета его при стратиграфической корреляции отложений, при изучении металлогенических особенностей зон и комплексов. Знание процессов, связанных с развитием регионального метаморфизма, позволяет решать ряд вопросов, способствующих, в конечном счете, прогнозной оценке тех или иных площадей, например, относительный возраст тектонических нарушений, местонахождение невыходящих на поверхность гранитных интрузий, возможная глубина их залегания и многие другие.

Л. Т. Белякова  
УхТГУ, Ухта

#### СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ПОЯСА СЕВЕРА УРАЛА

Рифейские отложения, слагающие метаморфический пояс Приполярного Урала, подразделяются на четыре серии (снизу вверх): николайшорскую, ляпинскую, патокскую и малдинскую. Каждая из них может рассматриваться как определенный формационный тип в вертикальном ряду формаций.

Сложные метаморфические преобразования, интенсивность которых растет вниз по разрезу и по мере приближения к Главному Уральскому глубинному разлому, затрудняют определение формационной принадлежности николайшорской серии. Присутствие в ней наряду с терригенными породами аподиабазовых и апопорфиритовых амфиболитов, близких по химизму нижнепротерозойским апопорфиритовым и апоспилитовым амфиболитам Приднепровья, свидетельст-

вует о геосинклинальном характере первичных осадков.

Отложения ляпинской серии по составу слагающих ее сланцев и характеру переслаивания имеют некоторое сходство с аспидной формацией, но присутствие лавовых покровов спилитов, афировых базальтовых порфиритов и диабазов, замещающихся по латерали водородслевыми доломитами и мраморами, позволяет выделять не аспидную, а вулканогенносланцевую формацию. Патокская серия включает песчано-сланцевую формацию хобеинской свиты (внизу) и взаимозамещающиеся формации рифогенных известняков и порфиритов.

Малдинская орогенная серия представлена молассовой формацией, замещающейся по латерали контрастной липарито-базальтовой или наземной липаритовой формацией.

Вертикальный ряд формаций байкалид севера Урала типичен для внутренних зон геосинклиналей. В них широко распространены эффузивные образования, орогенная формация включает не только молассы, но и замещающие их в горизонтальном направлении контрастные липарито-базальтовые серии.

Рассматривая горизонтальные ряды рифейских формаций Тимано-Уральской складчатой области можно наметить последовательную смену миегеосинклинальных формаций Тимана эвгеосинклинальными формациями. Так, аспидная формация четларской свиты сменяется на Урале вулканогенно-сланцевой формацией, верхняя терригенная и флишoidная формации (кислоручейская и потчурская свиты), по-видимому, отвечают порфиритовой формации (Приполярного Урала).

В пределах эвгеосинклинальной зоны байкалид Урала намечается чередование геосинклинальных трогов с преимущественным накоплением вулканитов и поднятий с осадками миегеосинклинального типа. Наибольшая контрастность расчленения внутригеосинклинального прогиба относится к предорогенному этапу. Основным направлением структурных элементов в это время является северо-западное. В орогенный период произошла коренная перестройка структурного плана. Возникли разломы меридионального и северо-восточного простирания, предопределившие ограничение основных структур уралид.

## ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЕ ФОРМАЦИИ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Вертикальный разрез верхнего докембрия Приполярного Урала включает мощные толщи осадочных и частично вулканогенных пород, залегающих выше гнейсово-амфиболитового фундамента и резко несогласно перекрытых фаунистически охарактеризованными осадками нижнего ордовика. Возраст самих верхнедокембрийских отложений надежно доказывается многократными находками водорослей, бонколитов и катаграфий в доломитах верхней части общего разреза, что позволяет считать все толщи в указанных рамках рифейскими (Пучков, 1970; Шальных, 1970; Белякова, Маслов, 1972).

Многочисленными работами установлен циклический характер строения разреза рифейских осадков, заключающийся в том, что каждый седиментационный цикл начинается обломочными терригенными осадками и заканчивается карбонатными отложениями с подчиненным количеством вулканических пород.

Проведенные автором в 1970-1973 г.г. исследования древних отложений Приполярного Урала позволяют, в предварительном варианте, наметить в вертикальном разрезе рифея ряд формаций, представляющих конкретный материал для интерпретации геологической истории рассматриваемого региона. Формационный ряд рифея здесь представляют (снизу вверх) нижняя кварцево-песчаная, карбонатно-сланцевая, верхняя песчаниковая, карбонатно-глинистая, орогенная диабаз-липаритовая и формация межгорной молассы.

Нижняя кварцево-песчаниковая формация распространена преимущественно в северной половине региона, где выступают на поверхность гнейсово-амфиболитовые толщи фундамента. Формация состоит из светлых (до белых) среднезернистых и крупнозернистых кварцитов с подчиненными прослоями кварцево-сланцевых сланцев. Минералогический состав кварцитов однообразно прост-кварц с незначительными примесями плагиоклаза, микроклина, граната и циркона), мощность их выдержана на всей территории.

Состав, постоянство мощностей и характер пликативной тектоники свидетельствуют о платформенном тектоническом режиме региона в период накопления осадков формации. Мощность ее 350-400 м.

Карбонатно-сланцевая формация замещает песчаниковую по вертикали с постепенным переходом. В нижней части формация представлена преимущественно алевроитисто-глинистыми осадками, которые в результате метаморфизма перешли в кварцево-хлорит-серицитовые, кварцево-серицитовые, филлитовые и другие сланцы. Выше алевроито-глинистые осадки постепенно сменяются известково-глинистыми (известково-хлоритовые, кварцево-известково-слюдистые сланцы, доломиты). Вероятно, со временем станет возможным выделение самостоятельных глинистой и карбонатной формаций. Следует отметить, что по латерали соотношение песчано-глинистого и карбонатного материала в составе формации несколько изменяется (роль карбонатных пород в северной части региона значительно больше, чем на юге). В верхней части разреза формации появляются зеленые (предположительно вулканогенные) сланцы и порфиритоиды, однако они составляют не более 5-10% мощности всей формации, которая достигает 1300-1500 м.

Верхняя песчаниковая формация начинает новый цикл седиментации и залегает на подстилающих осадках с размывом. Формация состоит преимущественно из светлых кварцитов и кварцито-песчаников с прослоями конгломератов, кварцево-слюдистых сланцев, с незначительной примесью карбонатного материала в верхней части разреза. Мощность ее составляет 600-700 м.

Карбонатно-глинистая формация имеет повсеместное распространение и представлена темно-серыми мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, апоглинистыми (пестроцветные филлиты) сланцами, известняками, известково-глинистыми сланцами с появлением в верхней части разреза углисто-глинистого и туфогенного материала. Для этой формации характерны изменения в составе и мощностях отдельных компонентов по латерали. Мощность карбонатно-глинистой формации составляет 1500-1800 м.

Орогенная диабаз-липаритовая формация развита локально, характеризуется значительными изменениями в составе и непостоянством мощности. Формация представлена метадиабазами, базальтовыми и диабазовыми порфиритами, липаритами, фельзитами, фельзит-порфирами, их туфами и лавобрекчиями с подчиненной ролью

песчано-глинистых осадков в нижней части. Предполагается не-  
согласное залегание формации (Белякова, Маслов, 1972). Мощ-  
ность формации колеблется в пределах 1200-2000 м.

Формация межгорной молассы, выделенная ранее (Пучков,  
Раабен, 1972) также развита локально и, по-видимому, образова-  
лась одновременно (или чуть позже) с диабаз-липаритовой форма-  
цией. В составе молассовой формации основную роль играют гру-  
бообломочные осадки (конгломераты, гравелиты, песчаники) с  
подчиненным количеством кислых эффузивов и их туфов. Мощность  
формации составляет 700-800 м.

Формационный состав рифейских (позднедокембрийских) от-  
ложений Приполярного Урала позволяет предположить два различ-  
ных тектонических режима развития региона в позднем докембрии.  
В частности, ранние формации указывают на платформенный (или  
близкий к нему) режим тектонического развития, а диабаз-липаритовая  
и молассовая - об орогенном режиме. Этот вывод противо-  
речит широко распространенному мнению об эвгеосинклинальном  
режиме тектонического развития области Приполярного Урала в  
позднем докембрии (рифее).

Б.А.Голдин, В.Н.Пучков  
ИГ КФАН СССР, Сыктывкар

#### ВЕНД-НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ НА СЕВЕРЕ УРАЛА

Венд-нижнепалеозойские вулканические образования севера  
Урала являются, по-видимому, частью сложных, обширных вулкани-  
ческих поясов, обнаженные фрагменты которых прослеживаются в  
центральной Евразии. В истории их развития выделяются два круп-  
ных тектонических этапа: орогенный и рифтогенный.

Орогенный этап. Ранние, преимущественно вендские, формации  
описываемого региона, входят в состав байкальского складчато-  
го сооружения и рассматриваются, наряду с нижней молассой (лап-  
топайская, хойдышорская и молюдусьирская свиты), в качестве  
орогенных. Анализ закономерностей пространственного размещения  
вулканических и интрузивных образований, их стратиграфии, тек-  
тоники, петрографии, петрохимии и минералогии показывает, что

здесь имеется ряд комагматичных эффузивных, экструзивных и интрузивных серий. Представлены они продуктами нормальной щелочноземельной магмы, образующими контрастный базальт (габбро) - липаритовый (гранитный) ряд формаций на поздней стадии сменяющийся непрерывными субщелочными формационными типами - трахилипаритовым, базальт-трахитовым и габбро-сиенит-монцитовым. Вулканические формации поздних стадий, по сравнению с ранними, характеризуются уменьшением роли интрузивных образований, увеличением количества пирокластического материала, сменой трещинных излияний извержениями центрального типа. Орогенный магматизм завершился постмагматической деятельностью, приведшей к образованию высокоглиноземистых вторичных кварцитов (пироксилитовых и корундовых) и пропилитов, несущих полиметаллическую, цинковую и частично редкометалльную (Zn, Mo, W, Bi) и редкоземельную золото-серебряную минерализацию.

Рифтогенный этап характеризуется формированием следующих раннепалеозойских недифференцированных и слабодифференцированных формаций: базальтовой, трахито-базальтовой, пикритовых порфиритов и щелочно-базальтоидной. Их особенностью является весьма подчиненная роль интрузий, широкая распространенность штоков и дайкообразных тел, сложенных пирокластическим материалом, резкая недосыщенность кремнеземом, высокая щелочность, титанистость, глиноземистость, магнизиальность и основность, а также появление минералов, образующихся при высоких  $P-T$  условиях (шпинели, гранаты, сапфиры и т.д.). Ассоциация пикритовый порфирит-нефелинит-базанит-мелилитовый базальт формации щелочных базальтоидов и обнаруженные нами кимберлиты (Седьюско-Большепатовский район) представляют определенный интерес с точки зрения поисков коренных месторождений алмазов.

Этот этап связан с процессом заложения уральской эвгеосинклинали, т.е. с рифтогенезом широкого масштаба, в ходе которого возникали каналы, давшие одновременно доступ магме из очагов, расположенных на разных уровнях, включая весьма глубинные очаги щелочно-ультраосновной магмы.

Тектонические условия эволюции вулканизма в рассматриваемом регионе определялись, в самом общем виде, тем обстоятельством, что на рубеже докембрия и палеозоя здесь произошло заложение, а затем и отмирание орогенного подвижного пояса северо-

северо-западного простираения и возникновение наложенного рифтогенного подвижного пояса субмеридионального простираения.

А.И. Шмидт  
ЦНИГРИ, Москва

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ВУЛКАНИЗМА И СУЛЬФИДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ СЕВЕРА ЗАПАДНОГО СКЛОНА ПОЛЯРНОГО УРАЛА

1. Среди фаунистически немых доордовических отложений (бедамельская серия) Оченурдского и Лекин-Тальбейского антиклинориев выделен ряд свит, сложенных мощными толщами вулканитов спилит-кератофировой, андезитово-базальтовой и гранит-дипаритовой формаций. В пределах Харбейского антиклинория им, очевидно, отвечают глубокометаморфизованные толщи ханмейской серии.

2. Специфическими чертами магматизма этого времени является 1) одновременность формирования вулканитов базальтовой и гранитной надформаций и 2) субмелочной состав вулканитов натрового ряда, что, очевидно, наряду с другими данными, указывает на формирование доордовической эвгеосинклинали на континентальной коре и позволяет относить ее к геосинклиналям атлантического типа (по В.Е. Хаину).

3. В более молодых отложениях, слагающих Талото-Собский (Пайпудинский) синклинорий, на его северо-западном борту обнаружены толщи вулканитов ордовического возраста спилит-кератофировой формации (няргальский комплекс). На юго-восточном борту синклинория получены данные, позволяющие рассматривать толщи няровейской и немурских свит, относимых к доордовическим, как метаморфизованные аналоги ордовических толщ западного крыла синклинория. К югу от немур-юганской поперечной структуры в них развиты вулканиты базальт-дацит-дипаритовой формации (немурско-кузьморский комплекс). Толща сланцев и незначительных по объему вулканитов орангской свиты имеет соответственно более молодой сидурийский возраст.

Таким образом, Талото-Собский синклинорий следует рассматривать как сформировавшийся в обособленном прогибе с тектони-

ческим режимом переходного между эв- и миогеосинклинальным (хэмиэвгеосинклинальным) типами.

4. Сравнение вулканитов спилит-кератофировой формации разновозрастных комплексов Полярного Урала выявляет их близость к силурийским вулканитам Зилаирского синклинория и ордовическим Англии и существенные отличия от натровых серий восточного склона Урала и Северного Кавказа. Различие и сходство состава вулканитов натровых серий различных регионов, очевидно, определяется строением коры, на которой развивались соответствующие геосинклинали.

5. С вулканогенными толщами различных формаций ассоциируют разнотипные рудопрооявления (колчеданные медно-полиметаллического состава, золоторудные миндякского типа и некоторые другие). Руды их гранитоиды сопровождаются медно-молибденовым оруденением медно-порфирового (?), скарнового и жильного типов. Терригенные толщи нижнего ордовика содержат руды типа медистых песчаников, в том числе, сходные с катангскими; известковистые пачки завершающие ордовический цикл седиментационно-стратиформные полиметаллические руды.

Сложный медно-молибденово-полиметаллический профиль оруденения севера Полярного Урала, очевидно, определяется расположением в его пределах магматических комплексов различных геосинклинальных систем - Тимано-Монгольской и Уральской.

Д.Е.Молдаванцев, И.А.Петрова, Н.А.Румянцева,  
К.Л.Шмелева.

ВСЕГЕИ, Ленинград

#### ПРЕДЫСТОРИЯ ВУЛКАНИЗМА ЭВГЕОСИНКЛИНАЛИ ВАРИСЦИД УРАЛА

Для познания природы варисской эвгеосинклинали Урала большое значение имеет анализ предшествующей истории региона и, в частности, его вулканизма. В этой связи представляют интерес проявления вулканизма, датируемые вендом или кембрием, а также ордовиком и относимые обычно к поздним стадиям байкальского и начальным варисского тектоно-магматического циклов. В структурном плане варисцид они приурочены к миогеосинклинали, составляющей непосредственное западное обрамление эвгеосинклина-

ли или к зоне сопряжения этих областей. С большой достоверностью упомянутые вулканы выявлены на севере Урала.

Среди наиболее поздних вулканических образований байкальского цикла выделяются вулканы, развитые в западной части миогеосинклинали области, представленные трахибазальтами, трахиандезитами и трахитами (дворецкий, лорцемпейский комплексы), которые в разрезе ассоциируют с осадочными породами, относимыми к молассовой формации. Размещение вулканических комплексов контролируется древними структурами. Перечисленные признаки свойственны вулканическим формациям орогенных структур, что отмечалось также Б.А.Голдиным, М.В.Финшманом, В.Н.Пучковым.

Вулканогенные образования, развитые в более восточных районах (копелльская свита верхнего кембрия - нижнего ордовика), представлены недифференцированными афирными базальтами, перемежающимися в разрезе с морскими осадочными породами глинисто-алевролитового и песчано-гравелитового состава.

Породы слагают выдержанные по простиранию толщи, мощность до 2-3 км, в которых нередко наблюдается фаціальное замещение вулканических образований, напоминающими грабеновые фации. Петрохимические особенности базальтов сводятся к преобладанию среди них оливин-толеитовых и щелочно-оливиновых (по нормативному составу) разновидностей довольно высокому содержанию  $TiO_2$  (1,5%) и низкому  $K_2O$  (< 1%) и  $MgO$  (обычно < 6%), низкому отношению  $K_2O:Na_2O$  (0,15-0,25). По этим признакам рассматриваемые образования сходны с недифференцированными натровыми базальтовыми ассоциациями эвгеосинклинали зон. От типичных проявлений спилитовой формации их отличает более высокое содержание  $TiO_2$  и  $Na_2O$ , меньшая насыщенность  $SiO_2$ , отсутствие в ассоциации с ними яшм и фтанитов.

Наличие проявлений специфического вулканизма на рубеже кембрия и ордовика в зоне, определившейся позднее как область сочленения эв- и миогеосинклинали варисцид, позволяет предполагать сквозное развитие вулканических процессов, возможно, начиная с кембрия и до конца ордовика, характеризующего начало варисского тектоно-магматического цикла.

Сравнительный анализ фаціальных, петрографических и петрохимических признаков проявлений разновозрастного базальтоидного

вулканизма в этой зоне свидетельствуют об условиях растяжения, свойственных структурам типа рифтов, а также об уменьшении со временем глубины генерации базальтовых магм.

Б.А.Голдин, В.И.Мизин  
ИГ КФАН СССР, СЫКТЫВКАР

### ЩЕЛОЧНО-БАЗИТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ СЕВЕРА УРАЛА

Щелочно-базитовые вулканические образования, включающие щелочно-базальтоидные и щелочно-ультраосновные комплексы, были установлены нами в Седьуско-Большепатовском и Енганэпэйском районах севера Урала.

Анализ площадного распределения щелочно-базальтоидных и щелочно-ультраосновных ассоциаций Седьуско-Большепатовского района (Приполярный Урал), их фаций и мощностей показывает, что здесь следует выделить две автономные вулканические зоны: юго-западную и северо-восточную, в пределах которых образование комплекса шло по разному. Породы юго-западной вулканической зоны отделены от северо-восточной полосой развития кварцево-серицитовых сланцев и полимиктовых песчаников лаптолайской свиты. Для юго-западной зоны характерно большое разнообразие, сильная фациальная изменчивость и резкие колебания мощностей отдельных покровов, в строении которых принимают участие базальтовые, андезитово-базальтовые и пикритовые порфириты, авгиты, их туфы и туфобрекчии; реже отмечаются трахитовые и липаритовые порфиры.

Вулканические породы северо-восточной зоны слагают лавовые покровы мощностью 10-25 м. В их строении в разных количественных соотношениях принимают участие меллитовые нефелиновые базальты, базаниты, нефелиниты, трахибазальтовые и базальтовые порфириты, иногда обладающие шаровой отдельностью. В верхних частях покровов породы имеют миндалекаменную текстуру. Миндалины трахибазальтовых порфиритов, как правило, заполнены кальцитом, пренитом, серпентином и натролитом, а нефелинитов - хлоритом, кальцитом и альбит-олигоклазом. Наблюдаются боулянгит-серпентиновые прожилки и неправильной формы обра-

зования.

Значительную роль среди вулканогенных толщ обеих зон играют также пирокластические образования щелочно-базальтоидного и щелочно-ультраосновного состава, слагающие штоки и дайкообразные тела. Туфобрекчии иногда содержат вкрапленность шпинели, в ассоциации с которой отмечаются циркон, оливин, диопсид, перовскит, ильменит и прозрачные разности корунда (розовые, фиолетовые, синие, светлые). Форма зерен шпинели и циркона обычно округлая.

В области хребта Енганэпэ (Полярный Урал) преобладающими среди вулканитов являются диопсид-авгитовые порфиры, очень часто с миндалекаменной текстурой и хорошо сохранившимся стеклом. Миндалины часто выполнены кальцитом, серпентином, хлоритом и альбит-олигоклазом. На поперечной гряде, являющейся водоразделом ручьев Янес-Кеу-Лек-Тальба и Маньку-Яга, обнаружены выходы кварцевых диоритов, прорванные в поперечном направлении дайками оливиновых диабазов, аплитов и липаритовых порфиров. Тесно связаны с кварцевыми диоритами и выходы серпентинитов эффузивного облика, все тела которых располагаются по одной линии простирания и, видимо, трассируют субширотный глубинный разлом. В южной же части хребта Енганэпэ отмечаются эруптивные брекчии щелочно-ультраосновного состава, обычно содержащие обильную вкрапленность лейкоксена.

Общей петрохимической чертой описываемых пород является повышенная щелочность, в основном, натрового типа и резкая недосыщенность кремнеземом.

Таким образом, западный склон севера Урала является вторым известным на Урале районом проявлений щелочно-базитового вулканизма, обладающего определенными чертами сходства с комплексом щелочных и ультраосновных пород Меймеча-Котуйской провинции и алмазосных районов Африки.

СХЕМА СОПОСТАВЛЕНИЯ И КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ИНТРУЗИВНЫХ  
КОМПЛЕКСОВ НОВОЙ ЗЕМЛИ, ПАЙ-ХОЯ И ЗАПАДНОГО СКЛОНА  
ПОЛЯРНОГО И ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

1. В поперечном строении западного склона Полярного и Приполярного Урала и Пай-Хоя выделяется 3 структурно-фациальных зоны:

1. Елецкая зона (перикратонный и краевой прогибы). 2. Лемвинская зона (миогессинклиналь). 3. Центральное-Уральское поднятие.

2. Наиболее широко интрузивная деятельность проявилась вдоль Главного Уральского глубинного разлома, который служил подводным каналом для ультраосновных, основных и кислых магм на протяжении всей истории развития уралитид.

3. Первое значительное проявление интрузивного магматизма имело место в рифей-вендский тектоно-магматический этап. Наиболее ранние извержения привели к образованию Хобейского аподиабазового, Малопатокского габбро-диабазового и Парнукского габбро-диоритового комплексов, развитых на Приполярном и Северном Урале, возраст их 720-580 млн. лет. Последующая активизация интрузивного магматизма выразилась в образовании крупных многофазных массивов Сальнеро-Маньхамбовского комплекса. Развиты они на большой территории от Северного до Полярного Урала включительно (Маньхамбовский, Ильяизский, Торговойской и др. массивы). С этим комплексом связаны проявления редкоземельно-редкометаллической минерализации, пьезокварца, молибдена. Абсолютный возраст 490-544 млн. лет. Породы ультраосновного и щелочного состава имеют незначительное развитие и образуют комплексы: Манарагско-Сивьягинский габбро-монцит-сиенитовый, Енганэпейский и Сивьягинский базальтоидных гипербазитов. Для Енганэпейского комплекса характерна сульфидно-никелевая минерализация.

4. Позднекембрийско-раннедевонский тектоно-магматический этап характеризуется интенсивной активизацией интрузивной деятельности. Происходит последовательное формирование крупных массивов следующих комплексов: Войкаро-Сыньинского дунит-гарцбургитового, Хордьявского габбро-габбро-норитового, Кэршорского

Схема корреляции магматических комплексов Новой Земли, Пай-Хоя и западного склона Полярного Урала

Тектоно-магматические этапы	Перикратонный и краевой прогибы (Елецкая и Печорская зоны)	Миогеосинклиналь (Внешняя зона складчатости) (Лемвинская и Карская зоны)	Центрально-Уральское поднятие
I	2	3	4
Мезозой	Сарычевский аляскитовый (Н. Земля)		
Средне-каменно-угольно-триасовый	Тимаизский долеритовый Сульменевский гранит-гранитосиенитовый (Н. Земля) Едунейский гранит - гранитосиенитовый		
Поздне - турнейско-намюрский	Пайпудынский комплекс малых интрузий Яйюсский гранодиорит-гранитовый комплекс Ельминский габбро-гранодиоритовый	Пайпудынский комплекс малых интрузий Яйюсский гранодиорит-гранитовый комплекс	Янаслорский комплекс лейко-кратовых гранитов Кожимский гранитоидный комплекс Харбейский гранитоидный комплекс
Среднедевонско-ранне - турнейский	Верхне-Ильчский габбро-диабазовый Пайхойско-Новоземельский габбро-диабазовый Митюшевский гранит-гранодиоритовый (Н. Земля)		Войкарский габбро-диорит-диабаз-спесартитовый Конгорский диоритовый комплекс

(продолжение )

I	2	3	4
Позднекембрийско - раннедевонский	Ильчский габбро-диабазовый Кисуньинский габбро-диабазовый	Лемвинский габбро-диабазовый	Собский тонолит-плагногранитовый Хойлинский диорит-лейкоплагногранитов, альбититов Кэршорский габбро-норитов эвритовых габбро Хордусский габбро-габбро-норитовый Войкаро-Сыньинский дунит - гарцбургитовый
Рифей - вендский		Кокпельский габбро-диабазовый	Сивягинский комплекс базальтоидных гипербазитов. Енганэпейский комплекс базальтоидных гипербазитов. Манарагско-Сивягинский габбро-монцонит-сиенитовый. Сальнеро-Маньхамбовский гранодиорит-гранитовый. Парнуковский габбро-диоритовый Малопатокский габбро-диабазовый Хобеинский метагаббро-диабазовый Кожимский мета-диабазовый комплекс

комплекса габбро-норитов и эвкритовых габбро. Хойлинского диорит-лейкоплагиогранитового и Собского тонолит-плагиогранитового. С ультраосновными породами связаны крупные проявления и месторождения хромитов и проявления жадеитита; с основными — незначительная титаномагматитовая и ильменитовая минерализация. Одновременно происходит внедрение пластовых и дайковых тел Лемвинского габбро-диабазового комплекса, рвущих отложения нижнего и среднего ордовика. Характерны проявления полиметаллов и коренного золота. В эту же фазу в пределах перикратонного и краевого прогибов на Северном Урале образуются Ильчский и Кисулинский габбро-диабазовые комплексы. Залегают в виде даек и маломощных силлов. Определения абсолютного возраста первого из них дают 365-410 млн. лет.

5. Завершающими интрузивными комплексами являются Войкарский габбро-диорит-диабаз-спессартитовый, Конгорский диоритовый, Харбейский и Кожимский гранитоидный и Янаслорский лейкократовых гранитов. Войкарский комплекс тесно связан с Войкарско-Сыньинскими гипербазитами. Конгорский и Янаслорский прорывают как гипербазиты, так и основные и средние породы Кэршорского и Собского комплексов. Кожимский гранитоидный комплекс проявился в виде мелких тел (жил, даек) и крупных интрузий (Неройко-Патокский, Вангырский, Кожимский и др.), развитых на Полярном Урале. Абсолютный возраст 380-340 и 330-225 млн. лет. Характерна минерализация редких земель, молибдена, вольфрама, олова.

6. В среднедевонско-позднетурнейско-намьрское время активизация интрузивной деятельности в перикратонном и краевом прогибе вызвала образование малых интрузий основного и кислого состава. Наибольшим развитием пользуются Пайхойско-Новоземельский и Верхне-Ильчский габбро-диабазовые комплексы и Пайпудинский комплекс малых интрузий кислого состава. Абсолютный возраст 330±13 млн. лет.

7. В среднекаменноугольно-триасовый тектоно-магматический этап интрузивный магматизм проявился в зоне перикратонного и краевого прогибов: Едунейский гранит-граносиенитовый, Сульменевский гранит-граносиенитовый, Тимаизский долеритовый.

СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ФАКТОРЫ ПЕТРОХИМИЧЕСКОЙ  
ЗОНАЛЬНОСТИ В ДИАБАЗОВЫХ КОМПЛЕКСАХ ПАЙ-ХОЯ  
(Югорский п-в)

В составе среднедевонской габбро-диабазовой формации Пай-Хоя выделяются два комплекса – хэнгурский и овский, отчетливо индивидуализированные по своим морфо-петроструктурным особенностям и принадлежащие, соответственно, к известково-щелочной и щелочно-кальциевой сериям. Породы щелочно-кальциевой серии (дайки, жилы, силлы) тяготеет в своем развитии к области прикратона, в то время как габброиды хэнгурского комплекса (силлы, редко, дайки) полностью локализируются в зоне мисгеосинклинальных фаций. В этом находит свое выражение горизонтальная структурно-петрохимическая зональность, проявляющаяся в возрастании щелочности магматитов в сторону повышения жесткости соответствующего блока – в данном случае в направлении от геосинклинали к платформе.

При этом в породах (табл. I) увеличивается содержание суммы щелочей, титана и глинозема при падении содержаний кремнезема, кальция и, отчасти, магния.

Изучение на примере хэнгурского комплекса вертикальной петрохимической зональности показывает (табл. 2), что интрузии (силлы), залегающие на разных стратиграфических уровнях, с приближением к поверхности также постепенно обогащаются щелочами, титаном, летучими компонентами и, менее отчетливо, закисным железом и кремнеземом при уменьшении содержаний кальция и магния.

Это, в конечном счете, приводит к появлению в приповерхностных телах этого комплекса интрузий почти аналогичных по своему характеру телам овского (субщелочного) типа.

В качестве одной из возможных причин этого явления предполагается перераспределение наиболее подвижных компонентов магмы в колонне, в их стремлении к химическому равновесию (Калик и др., 1971) в гравитационном поле Земли.

Таблица 1

Средние химические составы пород хэнгурского (1) и онского (2) комплексов

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ППП	сумма	кол-во анализов
1.	49,18	1,08	14,06	2,75	7,93	0,18	7,47	11,40	1,82	0,77	0,12	3,15	99,91	24
2.	47,80	1,78	16,49	1,61	8,32	0,17	6,78	5,23	4,87	0,33	0,15	5,97	99,50	11

Таблица 2

Вариации средних составов диабазов хэнгурского комплекса в зависимости от глубины их кристаллизации (стратиграфического уровня залегания)

Возраст вмещающих отложений	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ППП	сумма	кол-во анализов
О <sub>а</sub>	49,25	0,94	13,76	2,43	6,81	0,17	8,82	12,20	1,35	0,57	0,10	3,20	99,60	4
О <sub>б<sup>2</sup></sub>	49,02	1,10	14,36	2,60	7,91	0,17	7,44	11,75	1,80	0,78	0,12	3,29	100,12	15
О <sub>2-3</sub>	49,29	1,16	13,56	2,46	7,92	0,17	7,30	11,66	1,94	0,65	0,10	3,94	100,54	10
S	49,16	1,25	14,21	2,21	9,22	0,18	6,74	10,21	2,18	0,81	0,19	3,15	99,43	6
D <sub>I-2</sub>	52,19	1,42	13,31	2,11	8,58	0,18	6,36	7,73	2,83	1,32	0,22	3,93	100,18	10

## ПЕТРОГРАФИЯ И ОРУДЕНЕНИЕ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ БАЗАЛЬТОИДНЫХ ИНТРУЗИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАЙ-ХОЯ

Сульфидная медно-никель-кобальтовая минерализация на Центральном Пай-Хое пространственно и генетически связана с дифференцированными диабазовыми телами палеозойской трапповой формации. По характеру и степени дифференциации базальтоидов выделяется три типа тел: 1) гравитационнодифференцированные (тип I), 2) кристаллизационнодифференцированные (тип II), сложнотифференцированные (тип III). Тип I - асимметрично расслоенные тела с пикритовым приподошвенным горизонтом и диабаз-пегматитами в центре; тип II - симметрично слоистые тела с тонкокристаллическими приконтактовыми дифференциатами и пегматоидными в центре; тип III - тела сложного строения с незакономерным соотношением различных дифференциатов.

Диабазы образуют толеитовую серию невысокой щелочности с индексами  $sl=3$  и  $CaO = Na_2O + K_2O$  около 4, 3. По составу тела типа I близки к дифференцированным телам Норильска, отличаясь от последних пониженной железистостью и более высокой известковистостью и содержанием  $SiO_2$ . По классификации В. А. Кутолина они относятся к формации толеитового океанического базальта. Диабазовые тела типа II классифицируются как траппы древних платформ и приближаются по составу к среднему траппу Сибирской платформы.

Минералогический состав (моноклинный и ромбический пироксен, плагиоклаз, оливин) различных типов тел, близок между собой. Существенным отличием является наличие в пикритовом горизонте тел типа I оливина (до 38%), и присутствие ромбического пироксена в горизонтах, лежащих выше и ниже пикритового (соответственно 8 и 18%). Состав моноклинных пироксенов колеблется в интервале авгит-ферроавгит, салит-ферросалит; ромбический пироксен представлен изоморфным рядом энстатит-гиперстен (железистость 8-30%), железистость оливина не превышает 20%. Сохранившийся от замещения плагиоклаз по составу отвечает лаб-

радору (№ 60).

Основными минералами, составляющими 70-95% рудной фракции, являются пирротин, халькопирит, пентландит. Кроме них присут- ствуют ильменит, лейкоксен, магнетит, никелин, кобальтин, герс- дорфит, бравоит, пирит, марказит, гидрогетит, миллерит, лорнит, самородная медь, которые встречаются в резко подчиненных коли- чествах или спорадически.

\* В телах типа I оруденение представлено сингенетической интерстиционной вкрапленностью и реже шлирами сульфидов. Соде- ржание рудных компонентов варьирует от 4,2 до 18,8%, причем максимум связан со шлировым оруденением в диабаз-пегматитах, а минимум с пикритовым горизонтом; в последнем присутствует магнетит (до 4%) и практически отсутствуют сульфиды.

Рудная минерализация в телах диабазов типа II обнаружена исключительно в виде сингенетичных вкрапленников пентландит - халькопирит-пирротинового состава во всех дифференцированных разновидностях пород. Содержание сульфидов 1-3%, несколько увеличивается к горизонту крупнокристаллических диабазов и диабаз-пегматитов (3-5%).

В сложодифференцированных телах (тип III) сумма рудных ми- нералов варьирует от 2 до 35%. Оруденение представлено широ - во-вкрапленными, инъекционно-вкрапленными рудами, приурочен - ными к меланократовым разностям диабазов. Шлирово-вкрапленные руды образуют небольшие (длина 15-40 м, при мощности 1-5 м) субпараллельные линзы. Содержание пирротина в них достигает 31%, халькопирита - 3-4%, пентландита 1-2%. Инъекционно - вкрапленные руды формируют ореолы вокруг первых и характери- зуются увеличением содержания халькопирита до 9%, и снижением количества пирротина до 16%. Кроме основных сульфидных мине - ралов появляются сульфоарсениды и арсениды железа и никеля - герсдорфит, кобальтин, никелин.

Формирование рудоносных интрузивов I и III типов происходи- ло в условиях, близких к таковым для Норильска (низкая  $M SiO_2$  и  $M FeO$ ), в то время как интрузивы типа II формировались по типу Скаергарда (высокие  $M SiO_2$  и  $M FeO$ ).

Условия кристаллизации дифференцированных базальтоидных тел типа I и III являются наиболее благоприятными для отделения и селективной кристаллизации сульфидного расплава.

## ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВОВ МОНОКЛИННЫХ ПИРОКСЕНОВ ИЗ ДИАБАЗОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАЙ-ХОЯ

Проведенный автором анализ составов моноклиновых пироксенов из диабазов Центрального Пай-Хоя, несущих кобальт-медно-никелевую минерализацию, привел к следующим выводам:

1. В кристаллизационно-дифференцированных и гравитационно-дифференцированных типах диабазовых тел (Дикин, Давыдов, Остаенко, 1972) фиксируется направленное изменение составов моноклиновых пироксенов. От мелкокристаллических диабазов к диабаз-пегматитам наблюдается тенденция к увеличению ферросилитового компонента на 2-3%, волластонитового на 8% и уменьшения на 5% энстатитового. Составы пироксенов контактовых зон при этом не учитываются.

2. Различным интрузивным телам кристаллизационно-дифференцированного типа свойственны пироксены определенного состава. Тело "ВКС" представляют авгиты ( $En_{26} W_{43} Fs_{31} - En_{21} W_{42} Fs_{32}$ ), "Гольцовый" и "Малый" - салиты ( $En_{25} W_{47} Fs_{28} - En_{19} W_{46} Fs_{35}$ ), "Зеленый" - переходные разности от авгитов к авгитам ( $En_{25} W_{45} Fs_{30} - En_{15} W_{48} Fs_{37}$ ), что свидетельствует о некоторых различиях в условиях их формирования.

3. Наблюдается четкое различие в составах пироксенов рудных и безрудных диабазов. Моноклиновые пироксены из меланократовых диабазов, содержащих богатое вкрапленное и шпировое сульфидное оруденение халькопирита и пирротина, отвечают ферроавгиту и ферросалиту; пироксены лейкократовых диабазов с рассеянным, редким сульфидным оруденением относятся к авгиту и салиту.

4. Сближение энстатитового, волластонитового и ферросилитового компонентов наблюдается у пироксенов из диабазов, переходных от приконтактных разностей к среднезернистым как в кровле, так и в подошве интрузива. Для этих же горизонтов характерны равные по величине коэффициенты железистости диабазов. Такое соотношение характеристик породы в целом и фемических минералов может служить указанием на то, что именно диабазы пе-

реходных горизонтов отвечают первичному составу внедрившейся базитовой магмы.

В.Г.Вигорова  
ИГиГ УНЦ АН СССР, Свердловск

## УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ ГРАНИТОИДОВ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

В пределах Ляпинского антиклинория на Приполярном Урале выделяются два типа гранитоидных массивов, занимающих различные геологические позиции. Одни из них расположены в центральной (водораздельной) части района, сложенной слабо метаморфизованными комплексами, приурочены к региональному разлому. Гранитоиды восточной зоны приурочены к гнейсовому комплексу, породы которого метаморфизованы в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма и так-же, как в других комплексах Урала, подвержены гранитизации, конечным продуктом которой являются мелкие гранитные тела, тесно связанные с мигматитами.

Петрохимический состав главных фаций гранитоидов центральной зоны отвечает низкотемпературным гранитным эвтектикам идеального гранитного состава. На диаграмме Боуэна-Таттла фигуративные точки составов гранитов зоны располагаются вблизи точки гипабиссальных гранитов в области давлений водяного пара 0,5-1 кбар. На гипабиссальные условия формирования гранитоидов указывает также наличие комагматичных эффузивов и широкое распространение в краевых частях массивов гранитов с графическими структурами. Состав микропегматитов приближается к составу низкотемпературной эвтектики, кристаллизующейся при температуре 750°C и давлениях водяного пара 0,5 кбар.

Фигуративные точки составов гранитоидов восточной зоны локализируются на котектических линиях, соответствующих давлению водяного пара 2-3 кбар. О более высоких давлениях и относительно пониженных температурах образования гранитоидов этих массивов свидетельствует также отсутствие у них эффузивных аналогов и микропегматитовых структур.

Температурные условия установления равновесия сосуществующих минералов в гранитоидах центральной и восточной зоны также различны. Минеральные ассоциации в массивах восточной зоны близки к ассоциациям в глубинных гранитах Восточно-Уральского поднятия и отвечают равновесию при температурах  $420^{\circ}-440^{\circ}\text{C}$ , тогда как в центральной зоне — при температурах  $520^{\circ}-620^{\circ}\text{C}$ .

Содержание и состав акцессорного магнетита из гранитоидов обеих зон свидетельствует о сиалическом источнике их образования (исключение составляют Народинский и Парнукский массивы в центральной зоне). Более высокие количества магнетита, повышенные содержания титана и ванадия в магнетитах центральной зоны по сравнению с восточной зоной еще раз подтверждают гипабиссальные условия образования гранитоидов центральной зоны (высокое парциальное давление кислорода) и глубинные условия становления гранитоидов восточной зоны.

В выделенных типах гранитоидов различны морфологические особенности, химический состав и состав элементов-примесей других акцессорных минералов: циркона, апатита, сфена. Для гранитоидов центральной зоны типоморфными являются более высокотемпературные разновидности минералов, для гранитоидов восточной зоны типоморфными являются низкотемпературные разновидности.

Особенности распределения элементов-примесей в породах и минералах гранитоидов свидетельствует о различной степени проявления процессов диафореза в различных зонах.

По совокупности петрохимических, минералогических и геохимических данных гранитоиды центральной зоны относятся к гипабиссальным образованиям, производным сухих сиалических магм, гранитоиды восточной зоны относятся к водным глубинным гранитам (по Д.С. Штейнбергу, Г.Б. Ферштатеру, 1968).

Е.Н. Калинин

ИГ КФАН СССР, Сыктывкар

О ПРИРОДЕ ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ НА ПРИПОЛЯНОМ УРАЛЕ

Установленная петрологами гетерогенность происхождения гранитов логически требует выявить генезис конкретного комп-

лекса или массива, а также первичный субстрат в целях более реального прогнозирования металлогенических особенностей и потенциальной рудоносности гранитов. Первичным субстратом гранито-гнейсов Тьнаготского массива могли быть дохобеинские гнейсы или терригенные образования хобеинской свиты, широко развитые в районе. Необычная вытянутость Вангырского гранитного массива в субширотном направлении при общем субмеридиальном простирании структур, залегание гранитов в терригенно-сланцевых толщах рифея, наличие в гранитах неполностью переработанных ксенолитов хобеинских кварцитов позволяют считать последние возможной материнской породой гранитов. Субстратом посленижнеордовикских гранит-аплитов могли быть тельпосские аркозы и в первую очередь - базальные горизонты аркозовых конгломератов, переполненных гранитной галькой. Во всех рассмотренных вариантах гранитообразования (табл. I) господствует привнос щелочей, кальция и алюминия и вынос кремния и кислорода (возможный источник хрусталеносности данной провинции?). Сумма электроположительных атомов в стандартной ячейке, служащая критерием "геологической восстановленности" породы, во всех случаях закономерно возрастает с увеличением степени "гранитизации" субстрата и достигает своего максимума в конечных продуктах - гранитоидах (табл. I). В случае сходства химического состава гранитов и осадочно-метаморфического субстрата, вмещающего их, металлогеническая специфика кислых магм определяется наличием рудных элементов в самих материнских породах, подвергшихся палингенезу.

Химический состав гранитоидов и их гипотетического субстрата

Тип, район	Породы	Свита или возраст	Средний химический состав пород (%)												
			n	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	КВГ
I, Г	Гранито-гнейсы	Хобеинская	16	74,1	0,2	13,0	1,0	1,3	0,0	0,4	0,7	3,5	4,6	0,9	
	Полеволпатовые кварциты-песчаники		6	76,8	0,2	12,1	1,5	0,8	0,0	0,5	0,5	3,0	4,3	1,0	938
	Гнейсы		6	76,9	0,2	12,3	0,8	1,1	0,1	0,3	0,4	3,1	3,6	0,7	930
II, В	Граниты	Хобеинская	20	75,6	0,2	12,6	0,9	1,2	0,0	0,4	1,1	4,0	3,2	0,8	941
	Гранитизированные кварциты		1	75,0	0,3	12,1	0,8	2,1	0,0	0,3	1,2	3,5	4,0	0,6	938
	Кварциты		1	86,2	0,3	7,4	0,5	1,0	0,0	0,3	0,2	1,7	2,3	0,4	875
Tr+T <sup>III</sup>	Гранит-аплиты	После O <sub>1</sub>	8	74,7	0,3	12,5	1,1	1,4	0,0	0,3	1,4	5,4	1,8	0,9	953
	Гранитная галька из аркозовых конгломератов	Тельпосская	6	76,2	0,3	12,4	1,1	0,9	0,0	0,3	0,8	4,9	2,1	0,6	935
	Гранитизированные аркозы	"-	9	82,2	0,1	9,3	0,5	0,7	0,0	0,1	0,5	1,7	4,7	0,7	906
	Аркозовые кварцито-песчаники и конгломераты	"-	10	83,5	0,3	7,7	1,3	0,9	0,0	0,3	0,4	1,9	2,7	0,8	894

1-Автохтонные, II-Палингенные, III-Интрузивные, T-Тынаготский, В-Вангырский, Tr+T-Торговский и Тынаготский, КВГ-Критерий "геологической восстановленности" пород

ЗАВИСИМОСТЬ МЕЖДУ РУДОБРАЗУЮЩЕЙ СПОСОБНОСТЬЮ И  
СТРУКТУРНОЙ ПОЗИЦИЕЙ ГРАНИТОИДОВ ПОЛЯРНО-УРАЛЬСКОГО  
РЯДА КОМПЛЕКСОВ

Байкальский тектоно-магматический цикл в Полярном Урале завершился частичным замыканием геосинклинали, внутри которой возникли поперечные цепи северо-западных стабильных поднятий, отделенные локальными прогибами. Последующее формирование Полярно-Уральского антиклинального поднятия сопровождалось массовым внедрением гранитоидов полярно-уральского ряда комплексов. Абсолютное время образования их 520-460 млн. лет. Часть из них располагалась в области стабильных поднятий (гердизский и еодзягинский комплексы). Внедрение других (харбейский комплекс) связано с формированием поперечных складчатых структур, возникших на месте локальных прогибов. Эти структуры состоят из множества мелких складок, укладываемых в общий план северо-западных мобильных зон.

Гранитоиды перечисленных комплексов характеризуются не только равным абсолютным временем формирования и внедрением в равнозначные по составу и возрасту протерозойскокембрийские и позднекембрийские отложения, но и адекватной исторической направленностью эволюции, а также общим набором аксессуарных, в том числе рудных минералов и качественно идентичной вольфрам-молибден-свинцовой специализацией. В каждом из них главное значение в рудогенерирующем процессе принадлежит гранитоидам второго, позднего, этапа становления комплексов, представленным мелкозернистыми плагиогранитами и сопровождающими их жильными телами плагиогранит-аплитов, гранит-порфиров и аплитов. В них, наряду с мусковитом, устанавливается обособление рудных элементов вдоль зальбандов, а плагиогранит-аплиты нередко переходят по простиранию в кварц-мусковит-молибденитовые жилы. Вместе с тем, интрузии указанных комплексов отличаются по своему строению, структурам гранитов, как равно и по степени проявления рудообразующей способности.

Гранитоидам стабильных структур гердизского комплекса ха-

рактен гнейсовидный облик, широкое развитие контаминации и каталитический рост минеральных агрегатов, обусловленные длительным процессом кристаллизации в закрытой системе. Интрузии монофазовы с резко сокращенным объемом проявлений мелкозернистых плагиогранитов и жильных тел. Они не сопровождаются сколько-либо значимыми скоплениями руд. Длительная циркуляция ювенильных растворов внутри интрузивной камеры привела к равномерному распределению рудных элементов.

Напротив, гранитоиды мобильных структур харьбейского комплекса представлены последовательно-дифференцированной интрузивной серией. На долю образований второго этапа приходится до 25-30%. В первом - собственно магматическом этапе - выделяются граниты двух фаз. Мелкозернистые плагиограниты и жильные тела второго этапа сопровождаются промышленными гидротермальными скоплениями руд вольфрама, молибдена и свинца.

Таким образом, рудообразующая способность гранитов полярно-уральского ряда комплексов зависит от их структурной позиции. Она выше в гранитах мобильных зон, где энергичнее выражена способность интрузии отделять последующие дериваты.

О.К.Ксенофонов  
ЛГУ, Ленинград

## МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЮЖНОГО ЗАУРАЛЬЯ

1. В Южном Зауралье выделяются 3 крупные структурно - формационные зоны - Зауральский антиклинорий, Кустанайский синклинорий и Убаганское поднятие, характеризующиеся различным составом, строением и возрастом слагающих их толщ, своеобразием магматической деятельности и процессов рудообразования.

2. В пределах Зауральского антиклинория ведущее значение имеют гипербазитовая (притобольско-аккаргинский силуро-девонский комплекс), габбро-диорит-гранитовая (милютинско-михайловский намурский комплекс) и гранитовая (джабык-карагайский позд-непалеозойский комплекс) магматические формации. С притобольско-аккаргинским комплексом связана позднемагматическая формация вкрапленных хромитовых руд в гипербазитах и ряд апогипербазитовых рудных формаций, образованных под влиянием более молодых гранитоидов (асбестовая, тальк-магнезитовая и вкрапленных медно-никелевых руд). Наиболее хромитоносными являются сложно-дифференцированные дунито-гарцбургитовые массивы, причем масштабы хромитопроявлений находятся в прямой зависимости от размеров гипербазитовых тел. Милутинско-михайловскому комплексу свойственна разнообразная металлогеническая специализация, однако, главная роль принадлежит жильной золото-сульфидно-кварцевой рудной формации, обнаруживающей четкую парагенетическую связь с малыми интрузиями и дайками (плагιοгранит-порфирами, альбититами, плагиипорфирами и диоритовыми порфиритами) IV заключительной фазы комплекса. К джабык-карагайскому комплексу приурочены месторождения: скарново-молибденит-шеелитовой и грейзеново-редкометальной рудных формаций. Петрогенные элементы, участвующие в рудообразовании, по-видимому, мобилизованы из пород при метасоматических процессах. Магматогенный источник можно предполагать лишь для элементов-минерализаторов, в

первую очередь фтора. Молибден, вольфрам и другие рудные компоненты экстрагируются из материнских гранитов в результате замещения полевых шпатов кварцем и слюдами.

В Зауральском антиклинории нами выделяются следующие металлогенические зоны: а) Мариновская докембрийская графит-мусковитовая, б) Аккарганско-Джетыгаринская силурийско-девонская хромито-асбестовая, в) Зауральская намюрская железо-золоторудная, г) Дрожиловская позднепалеозойская редкометаллическая.

3. Кустанайский синклиниорий представляет собой сложно построенную гетерогенную структуру, где по краевому вулканическому поясу и происходит сочленение варисцид Урала и каледонид Казахстана. Валерьяновский вулканический пояс образован: а) валерьяновской визе - намюрской андезито-диоритовой вулкано-плутонической формацией и б) качарской позднепалеозойской андезит-базальтовой формацией. С валерьяновской вулкано-плутонической формацией ассоциируют крупнейшие кустанайские месторождения скарново-магнетитовой формации, которые пространственно тяготеют к очагам активного вулканизма, где мощность разрыва и насыщенность его вулканитами максимальны. Месторождения сопровождаются ореолами осветленных скаполитизированных и альбитизированных вулканогенных пород, причем между степенью и масштабами альбитизации с одной стороны и размерами месторождений с другой, существует прямая зависимость. При процессах альбитизации и осветления в значительных объемах выносятся железо, магний, титан и марганец - основные элементы, входящие в состав околорудных метасоматитов и магнетитовых руд. Расчеты показывают, что количество железа, освободившегося из осветленных пород, достаточно для образования месторождений с запасами магнетитовых руд, во много раз превышающими подсчитанные для этих месторождений.

В пределах Кустанайского синклинория нами выделяются следующие металлогенические зоны: а) Денисовская силурийско-познедевонская золото-меденосная, б) Кустанайская намюрская железо-рудная и в) Смирновская позднепалеозойская редкометаллическая.

4. Для Убаганского поднятия (зона активизации завершенной складчатости казахстанид) установлен двойственный характер магматизма. К казахстанским элементам магматической деятельности относится образование диорит-гранодиоритовой криккулукский-позднеордовикско-раннесилурийский комплекс, андезит-риолитовый кайлаульский ранне-среднедевонский комплекс и гранитовой

(дальненский среднедевонский комплекс) формаций. Среди магматических формаций уральского типа выявлены; гранодиоритовая (убаганский намурский комплекс), формация щелочных и нефелиновых сиенитов (каинсайский пермский комплекс), липарит-базальтовая (центрально-тургайский комплекс пермо-триаса) и формация щелочных гранитов (кушмурунский комплекс триаса). Металлогения Убаганского поднятия, перекрытого платформенным чехлом мезокайнозойских осадков, изучена слабо. Однако, имеются предпосылки для обнаружения месторождений скарново-железородной, скарново-полиметаллической, жильной золото-кварцевой и пироклор-цирковой рудных формаций.

А.М. Захаров  
СКТГУ, Кустанай

#### КАЛЕДОНО-ГАРИСЦИЙСКИЕ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ЗОНЫ ТУРГАЙСКОГО ПРОГИБА

В пределах области Тургайского прогиба по строению его складчатого основания можно выделить ряд зон, представляющих крупные структурные элементы, отличающиеся друг от друга временем заложения и длительностью развития, формационными рядами, мощностью отложений, возрастом и типом складчатости, характером магматизма и металлогении.

1. Бурыктальско-Джетыгаринская зона представляет собой относительно крупный грабен-синклинорий, сформировавшийся на месте каледоно-гарисцийской рифтовой эвнтрагеосинклинали. В строении зоны основное место занимают верхнесилурийские и девонские преимущественно вулканогенные отложения, залегающие резко несогласно на докембрийско-нижнепалеозойских толщах. Здесь широко проявлен базальтоидный магматизм как в вулканогенных, так и интрузивных фациях. Заложение и развитие зоны всецело определяется системой Джетыгаринских глубинных разломов, накладывавшихся на структуру древнего фундамента.

2. Троицкая (Троицко-Кенгуссайская) зона ограничивается с запада и востока соответственно Джетыгаринским и Тобольским разломами. В современном тектоническом плане складчатого фун -

дамента Тургайского прогиба зона представляет крупный горст - антиклинорий, представляющий область ранней консолидации Уральской геосинклинальной системы. По крайней мере, с позднекаледонского этапа эта зона развивалась как интрагеоантиклиналь. Сложен горст-антиклинорий в основном верхнедокембрийскими (рифейскими) породами. Характерно наличие значительных по размерам гранитоидных массивов. Рассматривая характер сводного стратиграфического разреза и состав формаций, можно предположить, что основные черты горст-антиклинория были сформированы еще в эпоху байкальской складчатости.

В более поздние эпохи эта зона, являясь участком ранней консолидации, представляла уже достаточно жесткую глыбу, слабо подвергавшуюся пликативным деформациям. В среднем палеозое здесь формировались лишь небольшие по размерам наложенные мульдобразные структуры.

3. Октябрьско-Денисовская (Денисовская) зона представляет сложно построенную глыбово-складчатую область, сформированную на месте эвгеосинклинального прогиба, заложенного, вероятнее всего, на байкальско-раннекаледонском складчатом фундаменте. Область опускания первоначально ограничивалась, по-видимому, Тобольским и Ливановским глубинными разломами. Не исключена возможность образования Денисовской эвгеосинклинали и путем раздвигания блоков древнего фундамента в Тобольско-Ливановской зоне глубинных разломов. В строении зоны главную роль играют силурийские отложения суммарной мощностью более 2000 м, на которых резко несогласно залегают девонские и каменноугольные отложения, имеющие существенно меньшую мощность, за исключением отдельных грабенообразных структур (Александровская и др.). Широко развиты магматические образования. Это спилито-диабазовые породы силура, порфириты и туфы девона и карбона, а также разнообразие интрузивные образования. Последние представлены гипербазитами (серпентинитами) габброидными и диорит-плагιοгранитными массивами силурийско-нижнедевонского (джанганинский комплекс) и нижнекаменноугольного (милютинско-михайловский комплекс) возраста, а также гранитоидными интрузиями предположительно верхнего палеозоя.

4. Валерьяновская зона является западной наиболее погруженной частью Кустанайского периферического геосинклинального

прогиба, заложение которого произошло, по-видимому, в результате расширения Денисовской эвгеосинклинали в девоне на восток. на ранние каледониды Центрально-Казахстанской складчатой системы. Большинство исследователей за западную и восточную границу зоны принимается соответственно Ливановский и Апановский разломы. Если принимать во внимание, что для зоны присущ собственно геосинклиальный характер среднедевонских отложений, а для располагающейся к востоку Боровской зоны — красноцветный континентальный, то за восточную границу Валерьяновской зоны следует принять Уркашский разлом. Зона представляет значительную по размерам грабенообразную структуру (грабен-синклинорий), где основное место в разрезе занимают нижнекаменноугольные отложения до 4000 м мощности, в составе которых преобладают вулканогенные породы — различные дифференциаты базальтоидной магмы. Своеобразие последних является преимущественное развитие андезитовых разностей. Широко проявлены и интрузивные образования преимущественного диоритового состава (соколовско-сарбайский комплекс).

5. Боровская зона является позднегерцинским образованием восточной внешней, частью Кустанайского геосинклиального прогиба, несущего явные черты наложенного характера. В последние годы под геосинклиальными образованиями верхней части разреза вскрыты красноцветные молассоидные отложения, весьма сходные с континентальными красноцветными толщами нижнего — среднего девона области ранних каледонид западной части Центрального Казахстана. Границами зоны служат на западе Уркашский, а на востоке — Центрально-Тургайский (Урало-Казахский) разломы. В тектоническом отношении зона представляет обращенный антиклинорий. Среди отложений, слагающих антиклинорий, преобладают нижнекаменноугольные преимущественно терригенные и карбонатные. Мощность их по сравнению с Валерьяновской зоной сокращена на 500—1000 м. Весьма незначительное распространение в составе каменноугольных отложений имеют вулканические породы, причисляющиеся, главным образом, к верхам разреза. Интрузивных пород, за исключением отдельных приразломных массивов серпентинитов, не установлено. Можно предполагать наличие интрузивных массивов в составе каледонского фундамента.

6. Убаганская зона, располагающаяся между Центрально —

Тургайским и Севастопольским глубинными разломами, является самой восточной областью, где еще проявлен магматизм собственно геосинклинального и орогенного этапов развития варисцидских геосинклиналей. Зона имеет блоковое строение. В приподнятых блоках на эрозионный срез выходят метаморфические толщи, слагающие раннекаледонское складчатое основание, на котором резко несогласно залегает относительно слабо дислоцированный и почти не метаморфизованный комплекс девонских преимущественно континентальных и морских нижнекаменноугольных отложений. Завершается разрез палеозоя красноцветной молассовой формацией верхнего палеозоя. Характерно наличие крупных по размерам поздневарисцидских интрузий диорит-гранодиоритового и гранитного состава. Здесь широко проявлен мезозойский базальтоидный магматизм.

В докладе, кроме формационной, дается характеристика эндогенной металлогении выделяемых структурно-формационных зон.

В.С. Дубинин  
ОТГУ, Оренбург

### ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ, МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЮНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКОГО И ЗАУРАЛЬСКОГО ПОДНЯТИЙ

Представления автора основываются на анализе обширного фактического материала, полученного за последние семь-десять лет, и несколько отличаются от представлений, принятых при составлении геологических и тектонических карт Урала в целом и его отдельных зон.

1. Западную границу Восточно-Уральского поднятия в пределах Оренбургской области следует проводить по Дзарлинскому грабену, а Теренсайский антиклинорий, следовательно, рассматривать в составе восточного крыла Магнитогорского мегасинклинория. Шовная зона между Магнитогорским мегасинклинорием и Восточно-Уральским поднятием контролируется крупными гранитоидными массивами - Суундукским, Карабутацким, Ушкатинским.

Восточная граница Зауральского поднятия проводится по зоне Ливановских разломов.

В настоящем докладе рассматривается территория, расположенная между указанными тектоническими структурами, охватывающая междуречье р.р. Иргиз на юге и Камыш-Аят на севере и входящая по принятым ранее построениям в состав Восточно-Уральского и Зауральского поднятий.

2. Анализ геологического материала позволяет автору высказать мнение об искусственности разделения этой территории на 2 поднятия, как это принято до сих пор. В нижнем палеозое вся эта обширная территория входила в состав уральской эвгеосинклинали, где накапливались мощные толщи терригенных осадков, происходили трещинные излияния основных лав, обеспечившие накопление недифференцированных вулканитов ордовика-нижнего силура. Верхний силур - нижний девон для этого региона ознаменовались резкой дифференциацией вертикальных движений, выведением к поверхности отдельных блоков докембрийского фундамента. Завершился ордовик-раннедевонский тектоно-магматический этап общим воздыманием территории и проявлением каледонской фазы складчатости. Таким образом, как для конца нижнего палеозоя, так и в современном структурном плане мы усматриваем здесь единое Восточно-Уральское поднятие.

В среднем палеозое геологическое развитие региона связано с формированием на нижнепалеозойском складчатом основании наложенных грабен-синклинальных структур, более представительными из которых являются Еленовско-Кумакский, Сары-Обинский, Буруктаьский, Иргизский синклинории, обрамленные глубинными магмовыводящими разломами. В среднем девоне (эйфель - живет) эти разломы обеспечили функционирование островных вулканов центрального типа, что привело к накоплению контрастно- и непрерывно-дифференцированных продуктов базальтоидного вулканизма. По этим же разломам из наиболее глубинных зон проникала ультраосновная магма, а также происходило "выдавливание" ультрабазитов в холодном состоянии. С вулкано-плутонизмом связывается формирование гипабиссальных интрузий габбровой и габбро-гранодиорит-плагиигранитовой формаций.

Верхний палеозой явился здесь эпохой интенсивного воздымания, складчатости и орогенеза. Магматизм проявился в формировании крупных гранитоидных массивов джабыкского типа (сиалические граниты).

3. Палеовулканические реконструкции позволили выделить целую серию девонских вулканических аппаратов центрального типа, приуроченных, в основном, к узлам сопряжений глубинных разломов. Это Еленовская, Кумакская, Жетекольская, Журманкольская, Блакская аккумулятивные вулканические структуры, сходные сооружения следует ожидать в девонском комплексе севернее (район Джетыгори, широтного течения р. Бирсуай и др.).

4. Особенности геологического развития и магматизма наложили свой отпечаток на металлогению региона, которой посвящено много работ. С вулканогенным комплексом среднего девона связаны открытые в последнее время месторождения и проявления медноколчеданных и медно-полиметаллических руд; с габбро-гранодиоритовой формацией нижнего карбона - золото-сульфидная минерализация, с гипербазитами - месторождения хромитов, с верхнепалеозойскими гранитоидами - проявления редкометалльной, вольфрамовой и молибденовой минерализации.

Столь обширный комплекс полезных ископаемых заставляет рассматривать регион как весьма перспективный на Южном Урале.

А.Н.Бачин, В.С.Дербенев, Б.Б.Милецкий  
ЗКГУ, Актюбинск

#### ОБ ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСАХ В ЮГО-ЗАПАДНОМ ТУРГАЕ

В пределах Юго-Западного Тургай известен ряд поясов ультраосновных массивов, выделяемых преимущественно по геофизическим данным и прослеживаемых под достаточно мощным чехлом мезо-кайнозойских отложений от широты оз. Айке в южном направлении на расстоянии свыше 250-300 км.

Тела гипербазитов четко фиксируются изолированными интенсивными аномалиями магнитного поля; ультраосновная природа их во многих случаях подтверждена бурением. Ультраосновные массивы, судя по характерным особенностям магнитных аномалий, имеют формы вытянутых крутопадающих пластов с размерами в плане, достигающими 5-10 км x 1-2 км. В гравитационном поле упомянутые массивы, как правило, не создают отчетливых локальных положительных аномалий. Тем не менее они располагаются в пределах достаточно узких (2-5 км) протяженных полос слабоповышенного

поля силы тяжести, соответствующих зонам развития пород, обладающих некоторым "избытком" плотности по отношению к вмещающим вулканогенно-осадочным и метаморфическим породам среднего и верхнего палеозоя.

По данным буровых работ, в отдельных частях указанных полог слабоаномального поля силы тяжести установлено наличие целого комплекса пород, представленных, помимо серпентинизированных гипербазитов, диабазами, базальтами, реже габбро и диоритами, а также карбонатными образованиями. Для эффузивных разностей комплекса характерен зеленокаменный метаморфизм, отличающий их от окружающих более молодых вулканогенных пород.

Описанные особенности присущи, по крайней мере, двум из известных поясов ультрабазитов Юго-Западного Тургая, приуроченным к Соркольскому и Тобольскому региональным разломам глубокого заложения, пространственно расположенным на границах структурно-тектонических зон 2-го порядка по отношению к Уральской геосинклинальной структуре.

Примером может служить участок шовной зоны Зауральского поднятия и Валерьяновской структурно-фациальной подзоны в районе оз. Актасты.

Породы, слагающие участок, выходят на срез фундамента в блоке, ограниченном с запада Тобольским разломом, с востока Ливановским. Нижняя часть разреза рассматриваемого комплекса представлена эффузивами основного состава, среди которых наибольшим развитием пользуются базальтовые афириты, их туфобрекчии и диабазы. Породы претерпели глубокий зеленокаменный метаморфизм. Новообразованные минералы представлены хлоритом, эпидотом, серицитом, альбитом, реже кварцем. Моноклинный пироксен обычно замещен обыкновенной роговой обманкой, которая в свою очередь замещается хлоритом.

Магнитная восприимчивость базальтов и диабазов не превышает  $55 \cdot 10^{-6}$  СГС, плотность колеблется от 2,7 до 2,95 г/см<sup>3</sup>. По плотности они являются наиболее плотными среди других широко развитых пород района.

В верхней части разреза роль вулканитов резко снижается, а преобладают осадочные породы (кремнисто-глинистые и кремнистые сланцы, реже песчаники и мраморизованные известняки).

Гипербазитовые тела, сложенные, главным образом, алопер-

дотитовыми и апопироксенитовыми серпентинитами, часто приурочены к осевой части зоны аномального гравитационного поля. Южнее оз. Актасты они образуют узкую цепочку протяженностью 15 км. Вмещающими их породами являются обычно базальтовые афиты и лишь в редких случаях породы верхней части комплекса.

Вышеизложенное дает основание утверждать, что протяженные зоны, выполненные комплексом зеленокаменных эффузивных, гипербазит-базитовых пород представляют собой офиолитовые пояса. Дальнейшее изучение поясов развития образований офиолитового комплекса будет способствовать более углубленному познанию геологического строения южного продолжения Урала, а также выделению конкретных площадей и участков для постановки поисковых работ.

В. П. Компанейцев  
ИГН АН КазССР, Алма-Ата

#### СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕ - ПАЛЕОЗОИКСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ КУСТАНАЙСКОЙ И КУРАМИНСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ ЗОН

1. Вопрос о характере соотношения Кустанайской и Кураминской зон является частью общей проблемы взаимосвязи структур Урала и Тянь-Шаня. Отдельные исследователи, отмечая сходство указанных зон, объединяют их в единую крупную Кустанай-Кураминскую зону, на основе чего ими предприняты попытки прогнозирования месторождений полезных ископаемых уральского типа на территории Узбекистана (Гарьковец, 1964, 1967; Хамрабаев, 1966, 1969). Имеется и противоположная точка зрения, согласно которой обе зоны имеют разную тектоническую природу (Абдулин, 1969). Определенный интерес в решении этого вопроса представляет сравнение петрохимических особенностей вулканогенных пород Кустанайской и Кураминской зон.

2. Геосинклинальные верхнепалеозойские вулканогенные породы Кустанайской зоны образуют два комплекса: а) валерьяновский андезитовый средневизейский и б) качарский андезит-базальтовый позднеамурский.

3. Верхнепалеозойские вулканогенные породы Кураминской

зоны подразделены на три комплекса: а) наюр-нижебашкирский андезитовый, б) средне-верхнекаменноугольный андезит-дацитовый и в) пермско-нижнетриасовый липаритовый. Комплексы (а) первой зоны относятся к инверсионному (среднему) этапу, остальные - к послейнверсионному (позднему) этапу геосинклинального развития регионов (Ксенофонтов и Ивлев, 1971; Арапов и Хайруллин, 1972).

4. Из сопоставления отдельных вулканогенных комплексов видно, что в Кустанайской зоне отсутствуют вулканы липаритовой формации, широко развитые в Кураминской зоне. Для остальных комплексов, имеющих внешне сходный петрографический состав, отмечаются существенные различия в химизме слагающих их пород. Так, вулканы инверсионного наюр-нижебашкирского андезитового комплекса отличаются от пород аналогичного валерьяновского комплекса повышенным содержанием щелочей, в особенности калия, пониженным содержанием полевошпатовой извести, большей насыщенностью кремнеземом и пониженным содержанием феррических элементов. Подобные же отличия в химизме вулканогенных пород отмечаются и для послейнверсионных комплексов обеих зон.

5. Для вулканогенных пород Кустанайской зоны характерен щелочноземельный состав и резкое преобладание натрия над калием. По своим петрохимическим особенностям они близки к современным лавам вулканов Камчатки. В целом вулканы этой зоны, образующие ряд андезит-дацит, соответствуют орогенной андезитовой формации по Д. А. Кузнецову.

6. Вулканогенные породы Кураминской зоны характеризуются повышенной щелочностью и относятся к серии трахиандезит-липарит. На векторной диаграмме А. Н. Заварицкого они образуют вариационную линию, близкую к кривой вулкана Этна, которая является пограничной между известково-щелочными и щелочными сериями магматических пород. Следовательно, эффузивы этой зоны имеют субщелочной состав и соответствуют орогенной трахиандезитовой формации по Д. А. Кузнецову.

7. Разная формационная принадлежность верхнепалеозойских вулканогенных пород Кустанайской и Кураминской зон находится в противоречии с идеей объединения последних в одну структурно-формационную зону.

## ДАННЫЕ О ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ТУРГАЙСКОГО ПРОГИБА

Использование при геохимических исследованиях статистических параметров распределения элементов, а также изучение закономерностей пространственного размещения выделенных геохимических аномалий различных металлов позволяет решить или наметить пути решения спорных вопросов о возрастной датировке и индентификации петрографически однородных и "немых" пород, а также металлогенической специализации магматических комплексов пород.

В связи с магматизмом, преимущественно интрузивным, проявляется золоторудная, редкометалльная и медно-порфировая минерализация.

Медно-порфировый тип оруденения связан с умеренно-кислыми и кислыми гранитоидными телами малых интрузий, составляющими, по-видимому, единый самостоятельный интрузивный намурский комплекс, ранее не выделявшийся. К этому комплексу следует отнести часть интрузий, развитых в пределах Валерьяновской структурнофациальной подзоны примерно к югу от широт Карабидаикского медно-молибденового рудопроявления и относимых ранее к сарбай-соколовскому комплексу. Сюда же относятся часть интрузий милютинско-михайловского (Баталинская, Сартавская и др.) и джанганинского (Спиридоновская интрузия) комплексов. Последнее обстоятельство ставит под сомнение сам факт наличия джанганинского силуро-девонского комплекса. Интрузивный комплекс, контролирующий медно-порфировое оруденение, характеризуется высокими статистическими параметрами меди, молибдена, цинка, кобальта, ванадия и ряда др. элементов, а также приуроченностью к нему геохимических аномалий в основном этих же элементов, а также золота, являющегося, наряду с молибденом, ведущим сопутствующим меди металлом.

Золото-рудная минерализация связана с малыми телами и дайками милютинско-михайловского комплекса, контролируемого

Джетыгаринским глубинным разломом и, по-видимому, Тобольским. В связи с первым из них развивается золото-сульфидно-кварцевая формация, а вторым - кварц-пирит-сурьяно-золоторудная (с теллуридами и ртутью) низкотемпературная формация.

Гелкометальная минерализация штокверково-грейзеновой и скарново-грейзеновой формаций, представленная молибденом, вольфрамом, висмутом, редкими щелочами и др., контролируется верхнепалеозойскими и джабык-кирагайским комплексами.

Установлено близкое сходство по характеру распределения элементов милютинско-михайловского и убаганского магматического комплексов, а также комплекса контролирующего медно-порфировое оруденение. Данный факт позволяет предположить возможность выявления в связи с наименее изученным убаганским комплексом оруденения золото-сульфидно-кварцевой (по аналогии с милютинско-михайловским комплексом, с которым связываются золоторудные месторождения Джетыгаринского района) и медно-порфировой формации. Некоторой особенностью убаганского комплекса является то, что в связи с ним возможно открытие полиметаллических месторождений.

Помимо полиметаллических месторождений, связанных с убаганским магматическим комплексом, в пределах Зауральской и Кустанайской структурно-фациальных зон выделяется также новый перспективный тип оруденения свинцово-цинковой формации с серебром и медью, возникшей в приповерхностных условиях и связанной с тектонической и экструзивной активизацией вне видимой связи с интрузивной деятельностью.

Д. Г. Фальков  
СКТГУ, Кустанай

#### ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ БАЗАЛЬТОИДНОГО МАГМАТИЗМА В ТУРГАЙСКОМ ПРОГИБЕ

Исследования средне-позднепалеозойских и раннемезозойских магматитов, сравнительный анализ палеогеографических и палеонтологических условий их формирования в Южном Зауралье (Тургай-

ский регион) позволяют сделать некоторые выводы относительно основных этапов развития здесь базальтоидного вулканизма в пространстве и эволюции его во времени (от карбона до триаса включительно).

Главной особенностью тектонической жизни региона в указанный промежуток геологического времени является формирование субмеридиональных разломов и грабенов, сопровождающееся интенсивным и достаточно длительным проявлением базальтоидного магматизма на заключительной стадии геосинклинального этапа развития (ранний карбон), в постинверсионный, орогенный этап развития герцинид (поздний палеозой) и в начальную стадию платформенного этапа развития (ранний мезозой). Главной ареной проявления этого магматизма были Валерьяновский синклиниорий, в общем представляющий собой огромную грабенообразную структуру, которая в процессе геологического развития имела ярко выраженный эвгеосинклинальный характер; Кушмурунский грабен, явившийся следствием проявления раннемезозойской автономной активизации на молодой эпипалеозойской платформе; зоны тектонического сопряжения структур первого и второго порядков.

Последние геологические данные позволяют, помимо известных в Тургайском прогибе раннекаменноугольного (валерьяновская серия) и триасового (туринская серия) вулканогенных комплексов, выделить еще два комплекса, по времени образования (поздний палеозой) относящиеся к орогенному этапу. Эти комплексы, по мнению автора, представляют собой промежуточное звено в общей цепи базальтоидного магматизма от заключительной геосинклинальной (предорогенной) стадии к начальной платформенной (посторогенной) стадии развития области. Первый из них (Качарско-Кызылжарский) формировался в намюр-среднекарбовое, а второй (Арчаглинско-Качарский) — в пермское время.

Эволюция базальтоидного вулканизма в рассматриваемом регионе закономерно направлена и синхронна с возрастающей степенью консолидации субстрата, она проявилась как в характере извержений, так и в составе их продуктов. Становление валерьяновского комплекса происходило в условиях островных дуг, где ведущими были эксплозивные извержения центрального типа. Раннеплатформенный триасовый вулканогенный комплекс сформировался в

результате спокойных трещинных излияний базальтов. Вулканогенные комплексы орогенного этапа по своей фациальной природе и составу являются своего рода связующим звеном между позднегеосинклинальным (предороженным) и раннеплатформенным (постороженным) комплексами. При этом Качарско-Кызылжарский комплекс по характеру извержений и составу продуктов вулканизма тяготеет к предороженному (валерьяновскому), а Арчалинско-Качарский — к постороженному (туринскому) комплексам.

Совокупность магматических образований визе-намурского предороженного этапа относится к валерьяновской вулканоплутонической андезит-диоритовой формации; магматические образования обоих позднепалеозойских комплексов — к формации орогенных межгорных прогибов, а базальтоиды туринской серии — к трапповой формации. Каждый из комплексов обладает вполне определенными петрохимическими особенностями. Их петрохимическое лицо обосновывается методами математической статистики, что является немаловажным критерием для стратиграфических сопоставлений в условиях закрытых районов.

Сравнение химсостава пород, относящихся к названным комплексам, отчетливо выявляет, что эволюция магматических расплавов на разных стадиях геотектонического развития региона шла в направлении увеличения основности комплексов по мере развития тектонической структуры от геосинклинальных условий к платформенным.

Приведенные выше заключения и выводы имеют большое практическое значение, поскольку позволяют вычленить из состава валерьяновского железорудного комплекса меденосные верхнепалеозойские вулканы, которые рассматриваются в качестве самостоятельного стратиграфического горизонта.

## ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ КАМЕННОУГОЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА КУСТАНАЙСКОГО ПРОГИБА

Вулканические образования каменноугольного возраста широко развиты в западной части Кустанайского прогиба, в пределах Валерьяновской структурно-фациальной зоны.

Незначительные проявления вулканизма относятся уже к ранневизейскому времени, о чем свидетельствуют маломощные прослои вулканокластических пород в верхних частях разреза терригенно-осадочной толщи верхнетурнейско-нижневизейского структурного подъяруса.

Интенсивный вулканизм связан со средневизейско-намюрским тектоно-магматическим этапом-формируется валерьяновский андезитовый средневизейско-ранненамюрский вулканогенный комплекс в составе осадочно-вулканогенной толщи среднего визе-намюра. Продукты средневизейского вулканизма представлены преимущественно туфами, а средне-верхневизейского - лавами андезитового, реже основного или дацитового состава, преобладали вулканы центрального типа с прерывистым характером извержений. Формирование вулканитов шло в прибрежно-мелководных и подводных условиях.

Андезитовый геосинклиальный вулканизм в средневизейско-намюрское время сменился суборогенным андезито-базальтовым; продукты вулканизма представлены толщей переслаивающихся эффузивов и туфов андезито-базальтового, реже андезитового состава, а также вулкано-терригенных пород смешанного состава. Наличие в составе данной толщи прослоев вулканомиктовых и терригенных пород с нечеткой и кривой слоистостью, гематитовый характер диагенеза, прослои ангидритов свидетельствуют о формировании пород в субконтинентальных условиях.

С заключительными стадиями поздненамюрского магматизма связано формирование качарского андезито-базальтового вулканогенного комплекса в составе красноцветной вулканогенно-терригенной толщи вулканитов существенно основного состава.

Для толщи характерен полифациальный состав - чередование лав с вулканомиктовыми и терригенными красноцветными породами, реже отмечаются туфы и лавобрекчии; преобладают оливиновые разности эффузивов кайнотипного облика, повсеместный гематитовый характер диагенеза.

Преобладал трещинный характер излияний, формирование толщи шло в континентальных условиях; вулканиды относятся к формации межгорных прогибов и соответствуют орогенной андезито-базальтовой формации, по Ю. А. Кузнецову.

Вулканиды валерьяновского комплекса относятся к маложелезистым, малотитанистым разностям. Это эффузивы кали-натровой непрерывной серии пород и поэтому закономерна связь с ними контактово-метасоматических месторождений железа "Главной железорудной полосы" Тургайского прогиба.

В вулканидах же верхневизейско-намюрского возраста и особенно позднего намюра отмечается резкое преобладание окисного железа над закисным, высокое содержание  $TiO_2$ , чаще повышенное соотношение  $K_2O:Na_2O$  избыток кремнезема и высокое содержание  $P_2O_5$ .

К вулканидам верхнего визе-намюра приурочены единичные рудопоявления железа, а в толще позднего намюра отмечается медная минерализация непромышленного значения.

А. В. Филатов  
СКТГУ, Кустаная

#### ЭКСТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ВЕРХНЕПАЛЕЗОИКСКОГО ВОЗРАСТА ВАЛЕРЬЯНОВСКОЙ ЗОНЫ

В пределах Валерьяновской зоны, особенно южной ее части, довольно широким распространением пользуются кислые магматические образования, еще недостаточно изученные и именуемые различными исследователями по разному (гранит-порфиры, сиенит-порфиры, кварцевые порфиры, ортофиры, кварцевые альбитофиры и альбитофиры). Некоторые исследователи (А. М. Дымкин, Н. М. Беляшов, Н. Г. Пиунов) данные породы считают интрузивными образованиями.

Автор по результатам многолетних региональных работ большую часть этих тел относит к экструзивной субфации эффузивов.

По составу они соответствуют липаритовым и кварцевым порфирам, реже состав их липарито-дацитовый и дацитовый. По сравнению с соответствующими кислыми интрузивными породами они богаче щелочами, кремнеземом, но беднее полевошпатовой известью. Разности этих пород с щелочным уклоном ближе соответствуют трахитовым порфирам.

Возраст этих образований принимается верхнепалеозойским, так как они прорывают красноцветные терригенные отложения поадного намюра и среднего-верхнего карбона, что подтверждается также определением абсолютного их возраста, составляющего 258-263 млн. лет.

По минеральному и химическому составу, структурам данные образования кислого состава аналогичны намюрским кислым вулканитам (кварцевым порфирам) района Качарского месторождения, где В.А.Заварицким доказана их вулканическая природа.

Кислые вулканиты, как правило, приурочены к узлам пересечения разломов северо-западного и субширотного направлений, представляющих собой зоны преимущественного развития молодой верхнепалеозойской глыбово-блоковой складчатости.

Данные экструзивные образования относятся к заключительным стадиям магматизма, и являются продуктами дифференциации базальтоидной магмы; их следует рассматривать в составе контрастной серии базальт-липаритовой формации. Возможно описываемым экструзивным образованиям соответствуют близкие им по возрасту интрузивные породы верхнепалеозойского интрузивного комплекса.

Фациальная принадлежность кислых магматических образований Соколовско-Сарбайского и Елтайского рудных полей пока не ясна; по морфологии - это дайки, отнесенные ранее (А.И. Ивлев, А.В. Филатов и др., 1966) к пермскому комплексу малых интрузий, а по составу (отчасти и структурам) они ближе соответствуют кислым экструзивным образованиям, указания на что имеются в работах В.А.Заварицкого и др. (1962).

НОВЫЙ ПОДХОД К ИСПОЛЬЗОВАНИЮ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ  
ПРИ КОРРЕЛЯЦИИ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ

(на примере гранитоидов западной части Тургайского прогиба)

Использование геохимических методов при корреляции интрузивных образований ограничено тем, что в пределах одного комплекса и даже в пределах одного интрузивного массива содержания химических элементов являются переменными величинами, зависящими от кремнекислотности породы. Возможность обойти эту трудность заключается в замене исходных признаков, функциями от этих признаков, инвариантными относительно кремнекислотности пород.

Такие функции могут быть получены для тех элементов, которые в пределах изучаемой группы магматических образований являются либо типичными феафилами, либо типичными фельсифилами.

Для любого из  $n$  таких элементов ( $x_1, x_2 \dots x_n$ ) эмпирическим путем можно получить зависимость вида

$$x_i = g(A_i) + C_i \quad \text{где}$$

$$A_i = x_1, x_2 \dots x_{i+1} \dots x_{n-1}, x_n,$$

$C_i$  - случайная компонента,  $i = 1, 2 \dots n$

(  $n$   $n$  )

Далее по исходным данным вычисляются значения  $C_i = x_i - f(A_i)$ , представляющие собой характеристики, инвариантные относительно кремнекислотности.

Набор преобразованных признаков может использоваться при решении задач расчленения и корреляции интрузивных образований, определения потенциальной рудоносности и др.

Ранее такая методика была применена для выявления призна-

ков никеленосности основных – ультраосновных массивов Монче – горского района (Сахновский и др. 1973), а также при формировании анализе основных–ультраосновных интрузивов. Возможность подобного методического подхода при классификации гранитоидов проверена нами для выделенных ранее (Мазина, Ксенофонов, 1961) интрузивных комплексов западной части Тургайского прогиба.

По данным более чем 500 силикатных анализов пород Иргизского, Кулевчинского, Милютинского, Соколовско-Сарбайского, Джабыкско-Санарского комплексов было получено 6 преобразованных признаков. В пространстве этих признаков 6-ти мерные векторы, характеризующие интрузивы каждого из перечисленных комплексов, за исключением Сарбай-Соколовского, образуют относительно компактные области. Сарбай-Соколовский комплекс представлен двумя резко разобщенными компактными областями, к одной из которых принадлежат интрузивы северной части Валерьяновского синклиория, а к другой – южной.

Полученные данные не только подтверждают выдвинутое ранее положение о наличии в составе Сарбай-Соколовского комплекса двух существенно различных групп интрузий – северной и южной (Мазина, Райхлин 1971), но и позволяют выделить эти группы массивов в ранг самостоятельных интрузивных комплексов, которые мы предлагаем назвать соответственно Алешинским и Адаевским. Возможно они различны и по металлогенической специализации.

Другой интересной особенностью являются взаимоотношения Кулевчинского и Милютинского комплексов. Хотя эти два комплекса достаточно надежно обособляются друг от друга в пространстве преобразованных признаков, 6-мерное евклидово расстояние между ними значительно меньше, чем между двумя любыми из остальных комплексов. Это свидетельствует о большой степени сходства между Кулевчинским и Милютинским комплексами.

Наиболее отчетливыми являются различия между Джабыкско-Санарским комплексом с одной стороны и остальными комплексами с другой, что хорошо согласуется с данными геолого-петрографических исследований.

Отнесение того или иного интрузивного массива к одному из комплексов может быть произведено с помощью набора дискриминантных функций, полученных с использованием преобразованных

признаков. Ожидаемая частота ошибки не превышает 4,8%. По-видимому, эта частота может быть сведена к величине, близкой к 0, за счет учета геолого-петрографических особенностей классифицируемых интрузивов.

Г. А. Костик  
ЗКГУ, Актюбинск

## ГРАНИТНЫЙ МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МУГОДЖАР

1. Мугоджарский антиклинорий, который является южным окончанием Восточно-Уральского поднятия и ранее считался единой докембрийской структурой, осложненной раннепалеозойскими грабенами, в своей восточной части, согласно новым данным, имеет принципиально иное строение. Западной границей рассматриваемой нами территории является так называемый Балкымбайский грабен, представляющий собой зону крупноамплитудного длительно живущего правостороннего сдвига.

2. Находки раннекаменноугольных растительных остатков в верхних слабо метаморфизованных пачках шебектинской свиты, относимой до сих пор к раннему палеозою (Сегедин Р. А., 1960) и кембрию (Абдулин А. А., 1972), свидетельствуют о преобладающем распространении здесь поздне-девонско-раннекаменноугольных вулканогенно-осадочных отложений. Шебектинская свита согласно залегает на мамбеткулской свите, представленной кремнисто-вулканогенной формацией и содержащей большое количество мелких тел гипербазитов, которую мы датировем как средний девон. Породы названных свит в большей своей части, но не повсеместно, метаморфизованы в фации зеленых сланцев.

3. Гранитоидный магматизм формирует не только многочисленные обособленные массивы крупно- и среднезернистых калиевых гранитов (Акбулаксайский, Западно-Кайрактинский, Шотинский, Сулла-Карагандинский, Актастинский и др.), но образует широкие и чрезвычайно протяженные зоны мигматитов, площадь которых в несколько раз превышает площадь самих гранитных массивов. Миг-

матизация углисто-глинистых сланцев раннего турне и постепенные переходы зеленых сланцев в гнейсы убедительно свидетельствуют о том, что мигматизации подверглись породы девона-раннего карбона (включая раннее висте).

Интенсивная разрывная тектоника, предшествующая гранитизации, позволяет нам наблюдать различные глубинные "уровни" этого процесса: от гранитных прожилков в почти неметаморфизованных породах до мигматизированных гнейсов амфиболитовой фации. Процессы плагиомигматизации и калиевого метасоматоза практически не разорваны во времени, представляя две последовательные стадии единого процесса гранитизации.

4. Сдвиговые деформации обусловили появление своеобразной кольцевой трещиноватости пород, пересекающей границы толщ. Заполнение трещин гранитным материалом привело к возникновению овалных и изометричных структур, которые ранее трактовались, как ядра докембрийских антиклиналей.

5. Обломки мигматизированных пород и калишпата в изобилии отмечаются в гальке конгломератов, содержащих прослой известняков с поздневизейской фауной, обнажающихся на правом берегу р. Милы-сай.

Таким образом, для описываемой зоны первым этапом регионального метаморфизма и гранитообразования является среднее висте.

6. С процессом гранитообразования неразрывно связано формирование массивов щелочных и нефелиновых сиенитов. Массив Карасыр является параавтохтонным, он прорывает мигматизированные гнейсы среднего палеозоя, имея эндоконтактовую мелкозернистую зону. Массив Борсыксай-автохтонный, у южного и западного контакта имеет мигматитовую оторочку, представленную фенитизированными гнейсами, образованными по зеленым сланцам шебектинской свиты.

7. Гранитоиды позднепалеозойской гранитной формации известны на границе Иргизского синклиория и Зауральского поднятия, где они образуют пояс сближенных крупных массивов, который прослеживается в меридиональном направлении на 200 км и является южным окончанием восточного гранитного пояса Урала. Эти массивы имеют пестрый состав (тоналиты, гранодиориты и

граниты) и длительную историю формирования. Вмещающие породы испытывают интенсивный контактовый метаморфизм в условиях фации роговообманковых роговиков или же превращены в порфиробласти — чешские слюдяно-полевошпатовые сланцы.

8. Завершают гранитоидный магматизм раннепермские грани — тоиды формации самостоятельных малых интрузий. Это небольшие штоки и протяженные дайкообразные тела аляскитовых гранитов, гранит- и гранодиорит-порфиров, которые прорывают датированные средне- и позднекаменноугольные отложения.

В.И.Федоров, В.М.Бирюков  
ЗКГУ, Актюбинск

#### ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НЕЛИНЕЙНЫХ ГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИЙ МУГОДЖАР

Общеизвестно, что для Мугоджар, как и для остальных частей Урала, характерны линейно вытянутые гранитные интрузии субмеридионального простирания, в целом отвечающие складчатости региона. В исключительных случаях встречаются интрузии, не обладающие генеральной ("Уральской") ориентировкой. К их числу относится крупный Ащисайский массив (22x8 км.) и ряд более мелких тел изометричной и неправильной формы — Тастысайская интрузия и др.

Резко несогласный характер этих интрузий и некоторые особенности их внутреннего строения и состава позволяют относить их к завершающему посторогенному тектоно-магматическому этапу герцинского цикла.

В отличие от субмеридиональных интрузий нелинейные тела и массивы обладают изометрической или приближающейся к ней формой и отчетливо выраженной дифференцированностью. Если в интрузиях линейного типа, даже в наиболее резко дифференцированных, таких как Борлинский массив, переходы между разностями гранитоидов обычно постепенные, и порой невозможно однозначно высказаться в пользу их фациальной либо фазовой принадлежности, то в нелинейных телах границы в большинстве случаев носят отчетливо фазовый облик, причем весьма типичны кольцевые струк —

туры. В мелких массивах последние охватывают все тело интрузий (Тастысайская интрузия), либо образуют отдельные очаговые тела (Ащисайский массив). Дифференциация образует нормальную последовательность петрографических разностей - от габбро до аляскитов.

С пневматолито-гидротермальной стадией становления нелинейных интрузий связываются промышленные концентрации молибдена и вольфрама. Геохимические особенности различных гранитоидов отражены в таблице I (приводится среднееарифметическое содержание элементов в %):

Таблица I

№ п.п.	Название породы	Молибден	Вольфрам	Висмут Серебро		Прочие элементы
				3	4	
1.	Гранодиорит	0,00125	0,015	0,0001	0,00015	Олово до 0,003; Свинец до 0,01; ниобий до 0,003; бериллий до 0,001
2.	Бiotитовый гранит	0,00224	0,0025	0,00017	0,00023	
3.	"- измененный	0,00391	0,0764	0,00235	0,00097	Олово до 0,001; кобальт до 0,015; свинец до 0,02; ниобий до 0,008
4.	Аляскит	0,0166	0,01936	0,0025	0,00075	Свинец до 0,010; ниобий до 0,003; бериллий до 0,001
5.	"- слабо измененный	0,0012	0,045	0,0008	0,00012	

I	2	3	4	5	6	7
6. Аляскит с флюоритом		0.00077	0.020	0.00033	0.00017	Олово до 0.002; ниобий до 0.003; бериллий до 0,001
7. Аляскит интенсивно окварцованный		0.0055	0.1083	0.00303	0.0027	Олово до 0.005; свинец до 0,015
8. Аляскит катаклазированный		0.0002	0.015	0.0001	0.00001	

Из таблицы видно, что максимальные содержания молибдена и вольфрама связываются с гранитоидами завершающей фазы интрузий этого типа - аляскитами, подвергнутыми гидротермальной проработке. Минеральные формы: молибдена - молибденит; вольфрама - шеелит; висмута - базовисмутит; свинца - галенит; олова - касситерит.

Т.Г.Павлова  
ГИ АН СССР, Москва

#### СВЯЗЬ МЕТАМОРФИЗМА И ГРАНИТИЗАЦИИ СО СТРОЕНИЕМ ВОСТОЧНО-МУГОДЖАРСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

Восточно-Мугоджарский антиклинорий представляет собой область полициклического метаморфизма и гранитообразования и сложного тектонического строения. В его центральной части породы метаморфизованы в амфиболитовой фации и превращены в плагиогнейсы, варьирующие в зависимости от типов пород, их текстур -

ных особенностей и химизма от амфибол-плагиоклазовых гнейсов до лейкократовых плагиогнейсов, от массивных до инъекционно-полосчатых, иногда плейчатых разностей.

В западной и восточной частях структуры метаморфизм значительно меньший и достигает лишь зеленосланцевой фации. Совершенно слабо метаморфизованы породы, превращенные в милониты, в зоне крупного меридионального Борлинского разлома. В отдельных линейных зонах распространены порфиробластовые гнейсы.

Особенностью антиклинория, ранее мало отмечавшейся, является широкое распространение диорито-гнейсов, приуроченных к амфиболитовой толще в основании разреза. Эти полосчатые и такситовые породы включают многочисленные скиалиты пород докембрия, а в западной части структуры и вулканиты нижнего палеозоя. Метасоматический процесс образования диорито-гнейсов сопровождался локальным анатексисом.

Дальнейшее развитие этого процесса привело к местному палингенезу и возникновению автохтонных диоритов интрузивного облика (юго-восток Ащисайского массива, габбро-диориты, меланократовые диориты Тастысайского массива). Подобному же процессу палингенеза лейкократовых гнейсов обязаны своим происхождением лейкократовые и биотитсодержащие граниты Ащисайского массива.

Послегранитные стрессовые напряжения вызвали локальный катаклиз в породах района и привели к калишпатизации по системам трещин и разрывов.

Такие явления как метаморфизм амфиболовой фации и плагиометасоматоз с образованием диорито-гнейсов известны для ряда метаморфических комплексов в островных дугах и это позволяет понять место структур, подобных Восточно-Мугоджарскому антиклинорию в современных тектонических построениях.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ И ВОЗРАСТЕ КОШЕНСАЙСКОГО ГРАНИТНОГО МАССИВА В СЕВЕРНЫХ МУГОДЖАРАХ

Геолого-съемочные и поисковые работы, выполненные с применением комплекса геофизических и буровых методов в период с 1970 по 1972 гг., позволили получить оригинальные материалы по характеристике геологического строения Кошенсайского гранитного массива, геологическому и радиометрическому возрасту метаморфических и интрузивных гранитоидных образований.

В северной периклинали Талдыкского антиклинория на месте картировавшегося ранее "батолитового" Кошенсайского массива гранитов установлено широкое поле гнейсов (гранито-гнейсов, диорито-гнейсов, плагиогранито-гнейсов, биотитовых, амфиболовых гнейсов с участками гранатовых, ставролитовых, андалузитовых гнейсов), мигматитов и мозаично гранитизированных пород эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Возраст субстрата ордовикско-силурийский. Гнейсы содержат многочисленные маломощные линзы мраморизованных известняков и доломитов с фауной фораминифер *силура* - *Stegnammina* Sp и *Problematica*. Кроме того, в отдельных разрезах удается наблюдать постепенное возрастание степени метаморфизма пород от фаунистически охарактеризованных зеленокаменно измененных базальтов ордовика - *силура* через амфиболитизированные базальты к амфиболитизированным и гранитизированным орто- и парапородам - амфиболовым, биотит-амфиболовым гнейсам, плагиогранито- и гранито-гнейсам.

Тела палингенных гранитоидов имеют веретенообразную форму и представлены гранитами, амаеллитами и, реже, гибридизированными разностями - кварцевыми диоритами. Размеры их не превышают 25 кв. км. Они занимают не более 20% площади "батолита" и прослеживаются вдоль восточного крыла антиклинория. Эти тела имеют резкие интрузивные контакты с толщей базальтов и постепенные переходы с расположенными западнее, в присековой

части структуры, гнейсовыми толщами. Возникновение этих сио - рогенных гранитов соответствует времени формирования гнейсовых толщ и отвечает нижнему девону - нижнему эйфелю (?). Палингенные граниты сопровождаются генетически связанными с ними дай - ками жильных гранитов, аплитов, пегматоидных гранитов.

На рассматриваемой площади впервые установлен позднекаледонский (верхнедевонский) комплекс даек, представленный ламп - рофирами, гранит-порфирами, кварцевыми и липаритовыми порфирами. С ним парагенетически связывается редкометальное оруденение.

Р.А.Крылов, Л.И.Крылова  
УТГУ, СГПИ, Свердловск

### ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ХИМИЗМА КАЙНОТИПНЫХ ЛАВ ТУРИНСКОЙ СЕРИИ В СРЕДНЕМ ЗАУРАЛЬЕ

На территории Среднего Зауралья ряд обширных депрессий и линейных грабенных структур на консолидированном палеозойском фундаменте заполнен кайнотипными вулканитами контрастной риолит-базальтовой серии. Преобладающим распространением среди них пользуются толеитовые базальты, насыщенные кремнеземом, изредка отклоняющиеся до оливинсодержащих разновидностей. Липариты пользуются резко подчиненным развитием по отношению к базальтам. В единичных случаях встречены андезиты, подстилающие риолитовые лавы. В целом соотношение объемов различных эффузивов оценивается следующими значениями: базальты составляют приблизительно 80%, липариты - до 20% и андезиты - не более 1-2% вулканогенных образований.

В основании разреза изверженных пород наблюдается переслаивание согласно залегающих покровов основных и кислых лав. Эффузивы контрастного состава разделяются между собой прослоями осадочных терригенных и вулканокластических пород.

Стратиграфически выше подавляющую роль в разрезе играют субгоризонтальные покровы базальтов, формирующие многочисленные лавовые поля площадью в сотни квадратных километров.

Базальты переслаиваются с полимиктовыми красноцветными песчаниками и конгломератами.

К верхней части разреза туринской серии приурочены обширные мощные покровы липаритовых лав. Они заполняют ряд депрессий, занимая площадь в несколько сотен квадратных километров, и достигают при этом мощности в сотни метров. В краевых частях риолитовых покровов встречаются туфолавы кислого состава, содержащие многочисленные мелкие обломки базальтов. Здесь же в краевых зонах депрессий (очевидно, соответствующих нижним частям разреза кислых лав) отмечены самостоятельные тела андезитов. Однако роль последних в вулканогенном разрезе туринской серии совершенно ничтожна.

По своему геологическому строению и петрографическому составу триасовые лавовые плато Среднего Зауралья имеют большое сходство с молодыми вулканогенными образованиями Исландии. По данным Уокера, среди пологозалегающих эффузивов на востоке Исландии базальтовые лавы занимают 83%, андезиты — 3%, кислые лавы — 8% и обломочные породы — 6% мощности разреза. Среди базальтов наиболее развиты толейитовые и плагиопорфировые породы (72%), тогда как оливиновые разновидности составляют лишь 18%. Кислые лавы залегают в виде серий покровов в нижней, средней и верхней частях разреза. По своему составу они отвечают липаритам с содержанием кремнезема 71–75%. Лавы Зауралья обнаруживают также известное сходство с платформенными эффузивами Южной Африки и Индии.

Изучение химического состава кайнотипных лав Среднего Зауралья позволило выяснить ряд закономерностей. Гистограмма распределения кремнезема в анализах показала наличие двух пиков, соответствующих базальтам (48–51%) и липаритам (69–75%). При этом выяснилось, что помимо андезитов в очень небольшом объеме встречаются дацитовые разновидности, приуроченные к толще липаритов. Дациты не имеют самостоятельного значения и рассматриваются как местные отклонения от валового риолитового состава. Вариационная диаграмма распределения суммы щелочей относительно кремнезема позволяет сопоставлять лавы туринской серии со щелочными породами по Куно.

Значительный интерес представляет изучение эволюции ряда

компонентов исходной магмы с помощью бинарной вариационной диаграммы Полдерваарта и Паркера. На ней прослеживается изменение содержания отдельных окислов относительно кристаллизационного индекса. Последний характеризует развитие изучаемых изверженных пород от примитивной системы апортит-диопсид - форстерит. Полученные кривые свидетельствуют о плавном росте содержания кремнезема и окиси калия от базальтов к риолитам. Аналогичные изменения происходят и с некоторыми другими окислами. В то же время количество окиси натрия остается почти постоянным. Устойчивые тенденции вариаций указывают на единую родоначальную магму всех разновидностей контрастной серии.

Химический состав пород изучен также при помощи ряда других диаграмм.

А.Е. Бекмухаметов, О.М. Чугуевская  
ИГН АН КазССР, Алма-Ата

#### ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ ФОРМАЦИИ КАЗАХСТАНСКОЙ ЧАСТИ УРАЛА

В пределах рассматриваемой территории насчитывается около 200 месторождений и рудопроявлений железных руд, объединенных в железорудные формации: титано-магнетитовую, скарново-магнетитовую, апатит-магнетитовую, железистых кварцитов, сидеритовую, туфогенно-железородную, гидрогетитовую, лептохлорит - сидерит-гидрогетитовую. Формирование железных руд относится к байкальскому, герцинскому и альпийскому этапам.

Байкальский этап характеризуется проявлением руд лишь формации железистых кварцитов магнетит-гематитового минерального типа, парагенетически связанного со средне- и верхнеархейской базальт-сланцево-аркозовой (амфиболито-гнейсо-кварцитовой) формацией Урал-Тауской и Урало-Тобольской зон. Наименование геологических формаций здесь дается по А.А. Абдулину (1973). Образование руд происходило в первичных геосинклиналиях (по терминологии А.В. Пейве и В.М. Силицина, 1950), в субмаринных условиях, источник рудного вещества - эксгаляционный, отложение синхронное с последующим изменением в зонах интенсивного

метаморфизма и гранитизации.

Герцинский этап отличается широким набором железорудных формаций, сформированных в различные стадии геосинклинального развития. В первичных геосинклиналях оруденение представлено среднедевонской титаномагнетитовой формацией, выраженной в двух минеральных типах (ильменит-титаномагнетитовом и титаномагнетитовом), парагенетически связанных с габбро-пироксенит-дунитовой и габбро-плагиигранитовой формациями. Запасы титаномагнетитовых руд значительны. В экзоконтактах этих массивов известны рудные залежи скарново-магнетитовой формации. Во вторичных геосинклиналях максимальное количество железорудных формаций приходится на нижний карбон. Вторичные геосинклинали подразделяются на внутренние (с магматизмом), внешние (амагматичные) прогибы и срединные массивы (Момджи, 1972). К внутренним прогибам относятся Иргизская и Валерьяновская зоны, главное отличие которых в том, что первая относится к унаследованным структурам, а вторая - к вновь заложенным.

Рудовмещающая толща Иргизской зоны представлена липарит-андезит-углисто-кремнисто-граувакковой формацией (контрастный состав вулканитов), являющейся как бы продолжением вулканогенно-осадочных формаций первичной геосинклинали с присущей ей минерализацией. Железное оруденение Иргизской зоны представлено мелкими месторождениями и рудопроявлениями скарново-магнетитовой формации, приуроченными к контактам массивов габбро-гранитовой формации с известняками.

Валерьяновская зона - зона длительного ( $C_{1t}-T$ ) андезитобазальтового вулканизма центрального типа в субмаринных условиях, завершившегося внедрением комагматических интрузий Соколовско-Сарбайского комплекса. С отдельными фазами этого магматизма ассоциируют вулканогенно-осадочное и позднемагматическое оруденения с последующим формированием метасоматических руд в экзоконтакте интрузивных массивов. С нижнекарбонным вулканогенно-осадочным комплексом синхронны бедные гематит-магнетитовые руды тонкослоистой текстуры кремнисто-карбонатно-туфогенно-железорудной формации. Со среднекарбонной габбро-диоритовой формацией связаны титано-магнетитовая формация и с постмагматической активизацией - скарново-магнетитовая со ска-

политовым, собственно скарновым и гидросиликатным типами скарновой минерализации. Характерной чертой локализации промышленных концентраций железа является приуроченность их к вулканоплутоническим структурам с наиболее длительным магматизмом. Источник железа в скарнах и рудах метаморфогенный (мобилизованный из пород), ремобилизация их приводит к образованию руд апатит-магнетитовой формации в штокверках.

В нижнем карбоне в пределах Зауральского срединного массива закладывается ряд мелких прогибов с непромышленными месторождениями титаномагнетитовой и скарново-магнетитовой формаций. В Центрально-Тургайской зоне завершённой складчатости возникают зоны тектоно-магматической активизации с сиенитогранодиоритовым магматизмом с бедным оруденением скарново-магнетитового типа.

Во внешних амагматичных прогибах (Кокпектинский в Сакмарской зоне) одновременно с накоплением угленосных кремнисто-терригенных отложений шло образование мелких седиментогенных рудопоявлений сидеритовой формации.

Альпийский этап проявился в образовании железных руд в терригенных платформенных отложениях. Период становления Тургайской платформы характеризовался ниже-среднетриасовым магматизмом липарит-базальт-долеритового типа, в ассоциации с которым возможно обнаружение месторождений магномагнетитовой формации в трубках взрыва (ангаро-илимский тип). К этому периоду относится триас-юрская кемпирсайская гидрогетитовая осадочная континентальная формация. В зрелый период платформы сформирована лептохлорит-сидерит-гидрогетитовая оолитовая формация, в верхнемеловой период - морская аятского типа и в олигоцене - континентальная лисаковского типа.

I. Эволюция представлений: а) приписывание комплексу рудогенерирующей роли при образовании магнетитовых месторождений (Соколов Г.А., Дымкин А.М. и др.), б) отрицание какого-либо участия в рудном процессе (геологи СКТГУ, ЛГИ и др.), в) гипотеза о комагматическом происхождении комплекса (Дымкин, 1966), г) отрицание какого-либо парагенезиса комплекса с вулканогенной толщей и оруденением (А.Бекмухамедов, О.Ксенофонтов, Ивлев 1977).

О положении комплекса в нижекарбонном разделе:

2. а) Соколовско-Сарбайский интрузивный комплекс проявляется на территории Тургайского прогиба только в вулканогенно-осадочных толщах нижнего карбона и нигде не прорывает красно-цветные породы среднего-верхнего карбона и перми; б) всегда пространственно сосуществует с магнетитовым оруденением; в) преимущественная форма интрузивных тел — силлы или "бескорневые" интрузии. Первые располагаются над рудной толщей, вторые под рудной толщей, соответственно представляя в первом случае неокковые интрузии, а во втором вскрытые эрозией магматические камеры. Массивы диоритового состава магматических камер занимают большие площади (Шартумпак и др.) и в центральной части представлены основными разновидностями пород (до оливнивого габбро — Алешинка), иногда с бедными вкрапленными рудами. Породы не несут скарновых и др. изменений. Неокковые интрузии небольшие по площади (до 10 км<sup>2</sup>) всегда соседствуют с магнетитовыми месторождениями и часто переходят сами во вкрапленно-прожилковые руды. Верхние части этих интрузий представлены диорито-габбровыми породами, а нижние — диоритовыми. Верхние части их, часто соприкасаясь с магнетитовым оруденением несут в себе рудные изменения (скаполитизация, скарнизация и др., что дало повод утверждать их непричастность к оруденению. Резюмируя

сказанное - это интрузии вулканов, практически везде встречающиеся в субкрупных и нижних частях интеркрупных зон вулканогенных аппаратов. Происхождение интрузивное. Ниже некокков диоритовые породы комплекса по нашим данным переходят в граниты Джабык-Карагайского комплекса, близкие по возрасту и геохимическому ореолу к валерьяновским вулканитам. Верхние части массивов комплекса могут частично иметь метасоматическое происхождение за счет диоритизации вулканических обломочных пород.

3. Придорожный комплекс даек и малых интрузий, выделенный О.К.Ксенофоновым и А.И.Ивлевым, не имеет самостоятельного значения. В одном случае это корневые дайки эффузивов, в другом, действительно дайки гранит-порфиров, плагиопорфиров, сопровождающие магнетитовые месторождения и моложе магнетитового оруденения, в третьем небольшие силлы того же комплекса.

Г.И.Тетерев  
СКТГУ, Кустанай

#### РОЛЬ АВТОМЕТАМОРФИЗМА В ФОРМИРОВАНИИ ТУРГАЙСКИХ МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1. Положение ореолов метасоматических пород относительно магнетитовых залежей исключает их образование за счет далекого привноса от гипотетических интрузий как за счет трещинно-инфильтрационного переноса, так и за счет "сквозьмагматических" растворов. Для первого предположения нет оснований, так как отсутствуют "столбы" метасоматитов, а для второго, потому что площади развития метасоматитов незначительны и ограничиваются периферией рудных тел. Очень важно, что геометрия ореолов повторяет таковую рудных тел, что особенно четко наблюдается со стороны всякого бока. Объяснение этому мы видим в вулканогенно-осадочно-метаморфическом способе образования магнетитовых месторождений.

2. В гидротермальную стадию деятельности вулканов у сальфатар накапливается железистая масса в виде самородного железа и его гидроксильного двухвалентного соединения, которые даже и

на поверхности не окисляются, так как все время соприкасаются с бескислородными термами, нагруженными железом за счет его выноса из стенок вулканических каналов. В дальнейшем, за счет пиррофильности самородного железа и перехода двухвалентного железа в трехвалентное, а также за счет перехода пирротина в пирит, выделяется большое количество тепла метаморфизирующее рудную массу в магнетит, а окружающие породы - в метасоматиты с температурной зональностью, убывающей от рудного тела. Энергетические возможности каждого рудного тела, зависящие от объема, массы, и концентрации рудного вещества определяют мощность ореола метасоматических пород вокруг них.

3. В "рудном котле", как мы называем объем рудного тела с его ореолом метаморфизма, имеют место и реакции метасоматоза, т.е. метаморфизма с выносом и привносом вещества, но количественно они вряд ли превосходят собственно метаморфизм и ограничены только "рудным котлом".

4. Возможно инициирующим начало экзотермических реакций в "рудном котле", является тепло, привносимое интрузиями Соколовско-Сарбайского интрузивного комплекса, внедрившееся после сформирования всей вулканогенно-осадочной и рудной толщи. Скарнизация и другие рудные изменения, которые несут иногда эти интрузии, связаны с последующим воздействием на них "рудного котла".

Г.М.Тетерев  
СКТГУ, Кустанай

#### МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ВАЛЕРЬЯНОВСКОЙ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ

1. Общая структура зоны - палеовулканический свод, вытянутый в субмеридиональном направлении (СВ-ЮЗ). В современном виде - это тектонический блок, ограниченный с запада Ливановским региональным разломом и с востока Апановским. Оба разлома не имеют черт глубинных и своим происхождением обязаны постмагматическому компенсационному эффекту, от обрушения магмати-

ческих камер. Внутри блока имеются разломы второго порядка большой протяженности с меньшей амплитудой вертикальных перемещений. Как первым, так и вторым вулканотектоническим сборо-разломам, кроме вертикальных амплитуд свойственны тангенциальные сдвиги надвигового типа (Качарское, Кунайжаркульское и др. магнетитовые месторождения).

Нижекарбонный магматизм в Тургайском прогибе как эффузивный, так и интрузивный в аналогичных проявлениях, но в меньшей степени, встречен также в Западной и Восточной рудных зонах. Валерьяновская структурно-фациальная зона по отношению к ним является Центральной с максимумом магматизма и особенно эффузивного. В ней, как вероятно и в других вышеуказанных зонах, отчетливо наблюдается наличие максимума вулканизма, приуроченного — к Качарско-Давыдовскому и Соколовско-Сарбайскому рудным узлам. На север и на юг от них, в симметричном порядке проявления вулканизма убывают, что фиксируется по величине вулканотектонических просядок или кальдерных структур.

2. Металлогения зоны представлена крупными и средними магнетитовыми месторождениями с комплексным характером руд. Закономерности размещения месторождений повторяют таковые в вулканической структуре в целом — максимуму вулканизма соответствует рудный максимум. К флангам зоны масштаб месторождений строго закономерно убывает. Рудные узлы приурочены к тектоно-вулканическим депрессиям — кальдерного типа, центральные части которых заняты крупными или уникальными месторождениями. К флангам кальдер масштаб месторождений убывает, так же как и в целом по зоне убывает рудонасыщенность рудных узлов от рудного максимума к флангам.

Расстояние между вулканотектоническими структурами или между рудными узлами закономерно и равно 40-45 км, что отражает хорошо известную закономерность по другим вулканическим сводам (Рейнский, Южно-Шотландский, Капский и др.) и фиксирует расстояние между вулканическими центрами, к которым приурочено оруденение.

3. Последовательность магматических событий: а) трещинное излияние андезитовых покровов подстилающих известняки подрудной толщи, б) оживление вулканической деятельности в вулканах

Плиниевского типа и в завершение отложение фумарольно-сульфатным способом туфо-туффитовой толщи и руд в кальдерных бухтах нижекарбонного моря, в) отложение диабазо-порфиритовой рудопокрывающей толщи, вероятно послужившей тепловым экраном при автотематоморфизме рудных образований и внедрении силлов, г) внедрение гранито-габбровых силлов Соколовско-Сарбайского интрузивного комплекса. Вся вулканогенно-осадочная толща, в том числе и рудная, участвовала в судетской фазе складчатости, произошедшая, как известно, на границе нижнего и среднего карбона.

После инверсии геосинклинали в наземных условиях вулканизм продолжался, но он уже не создал магнетитовых месторождений, вероятно, из-за отсутствия условий для накопления и сохранения железистых образований.

А.Е. Бекмухаметов

ИГН АН КазССР

Алма-Ата

#### ПОЗДНЕМАГМАТИЧЕСКОЕ ТИТАНОМАГНЕТИТОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

#### РАЗЛИЧНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ФОРМАЦИЙ МУГОДЖАР И

#### ТУРГАЙСКОГО ПРОГИБА, ИХ ОСОБЕННОСТИ

В Казахстанской части Уральской складчатой системы и ее восточном обрамлении известны многочисленные титаномagnetитовые и магнетитовые месторождения и рудопроявления позднемагматического типа: в Мугоджарах - Велиховское, Горюнское, Херсонское и др., Тургайском прогибе - Давыдовское, Надеждинское, Северо-Введенское и др., Ишимской Луке - Массальское, Шинсайское. Они генетически связаны с интрузивными породами трех магматических формаций, относящихся к различным этапам развития тектономагматических циклов геосинклинальных областей (по Ю.А. Кузнецову, 1964): 1) габбро-пироксенит-дунитовой, с которой ассоциируют ильменит-магнетитовые руды; 2) габбро-диорит-гранодиоритовой, генерирующей скаполит-магнетитовые и существенно магнетитовые и 3) щелочно-базальтовой, с которой связаны апатит-ильменит-магнетитовые руды.

Габбро-пироксенит-дунитовая формация развита в Мугоджарах, где железоносные интрузивные массивы сконцентрированы в пределах Уралтауской структурно-фациальной зоны. Ими прорваны вулканогенно-осадочные образования ордовика и силура. Массивы имеют повышенную основность и магнезиальность, по составу представлены диаллагитами, габбро-пироксенитами, габбро, реже габбро-норитами, горнблендитами. Детально изученный Велиховский массив простирается в северо-западном направлении до 15 км при ширине 2-7 км, имеет внутреннюю симметричную слоистость с постепенными взаимопереходами между ультраосновными и основными разностями пород, причем рудоносные пироксениты (косьвиты) занимают стержневую часть вытянутого массива по простиранию и к краям плутона сменяясь доминирующими габбро через пироксенитовую разность, что, видимо, определялось кристаллизационной дифференциацией в магматической камере. Рудные минералы в косьвитах представлены титаномагнетитом, магнетитом, свободным ильменитом, реже наложенными сульфидами. Характерным является широкое развитие в них структур распада шпинели, реже ильменита в магнетите. Руды характеризуются повышенными содержаниями  $\text{TiO}_2$  (2-4),  $\text{V}_2\text{O}_5$  (0,2%) и низким содержанием Fe (15-20%).

Габбро-диорит-гранодиоритовая формация широко развита в Тургайском прогибе и представлена многочисленными герцинскими интрузиями Сарбай-Соколовского комплекса в Валерьяновской зоне и Кулевчинского комплекса в Денисовской. В интрузиях Сарбай-Соколовского комплекса руды концентрируются лишь в габбро и габбро-диоритах. Они представлены титаномагнетитом, магнетитом, реже свободным ильменитом (Давыдовское, Введенское) или только малотитанистым магнетитом (Кунайжаркульское) и в целом отличаются низким содержанием  $\text{TiO}_2$  (0,7-2,5%), и  $\text{V}_2\text{O}_5$  (0,07%) при среднем содержании Fe 25-30%. Среди баталитоподобных массивов кулевчинского комплекса, преимущественно гранитоидного, меньше габбро-ультрабазитового состава, продуктивны отдельные массивы. Таков Тогузакский массив, сложенный диаллагитами габбро-пироксенитами, меньше - перидотитами, в котором локализовано надеждинское месторождение. Руды отличаются очень низким содержанием  $\text{TiO}_2$  (0,33%) и  $\text{V}_2\text{O}_5$  (0,02%), но относительно бога-

тым содержанием железа (40%).

Щелочно-базальтовая формация с апатит-титаномагнетитовым оруденением развита в Ишимской Луке в пределах северной части Ишим-Каратауской зоны. Возраст массивов среднедевонский. Магматические породы представлены гипербазитами, пироксенитами, горнблендитами, эссекситами, монцонитами и сиенитами. При этом для массивов установлено концентрически зональное строение. Центральная часть сложена пироксенитами с богатой вкрапленностью титаномагнетита и апатита, а периферическая монцонитами и сиенитами. Средний химический состав руд следующий: Fe 18,6%,  $V_2O_5$  0,21%,  $TiO_2$  2,0%.

Таким образом, химический состав титаномагнетитовых руд габбропироксенит-дунитовой и щелочнобазальтовой формации близки между собой, но последние отличаются содержанием апатита до 5%, руды же, связанные с габбро-диорит-гранодиоритовой формацией, характеризуются относительно высоким содержанием железа, низким - титана и незначительным количеством ванадия. В целом же гистеромагматические руды описанных интрузивных формаций Мугодзар и Тургайского прогиба по минеральному и химическому составу и по структурно-текстурным признакам близки к аналогичным рудам Урала. По содержанию  $TiO_2$  (0,3-4,2%) все типы руд относятся к малотитанистым, к которым Д.С.Штейнберг и В.Г.Фоминных (1963) относят руды с содержанием  $TiO_2$  1-6%.

М.И.Русинов  
СКТГУ, Кустанай

#### МЕДНО-ПОРФИРОВАЯ ФОРМАЦИЯ ЗАУРАЛЬСКОЙ И КУСТАНАЙСКОЙ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫХ ЗОН

В Александровско-Денисовской подзоне, Зауральской и Валерьяновской подзоне, Кустанайской структурно-фациальной зоне ранее был выделен ряд магматических формаций от ультраосновных до кислых и щелочных разновидностей и связанные с ними рудные формации (О.К.Ксенофонтов, А.И.Ивлев и др.).

Из всех выделенных рудных формаций имеет промышленное зна-

чение только одна - скарново-магнетитовая, связанная с Валерьяновской андезитовой среднего виле - нижнего намюра и сарбай-соколовской габбро-диорит-гранодиоритовой намюрской формациями.

Формирование магматических образований и процессы рудо - генеза охватывали геологическое время от силура до позднего палеозоя и связаны с развитием варисского подвижного пояса уральского орогена. Магматические и рудные формации обеих зон относятся к варисскому тектоно-магматическому циклу.

За последние годы выявлена новая медно-порфировая форма - ция, связанная с поздними фазами сарбай-соколовской формации , которая имеет широкое развитие в южной части Валерьяновской и Александровско-Денисовской структурно-фациальных подзон.

Медно-порфировое оруденение связано с интрузиями умерен - но кислого состава.

В Валерьяновской подзоне установлено, что в северной ее части большим распространением пользуются интрузии габбро-диоритового состава, в южном направлении состав их становится более кислым. Так, в южной части подзоны в Адаевско - Бенкалин - ском рудном узле интрузии, в основном, представлены многократными, т.е. полифазными интрузиями диорит-гранодиорит-плагиигранитового состава, которые размещаются на участках пересечений субмеридиональных и субширотных нарушений.

Медно-порфировая формация представлена Бенкалинским мес - торождением, целым рядом рудопоявлений, аномальных зон, свя - занных с телами плагиигранит-порфиров и Кунгуртауским полифазным массивом плагиигранитов.

В Александровско-Денисовской подзоне медно-порфировая формация связана со Спиридоновским, Баталинским и др. полифазными интрузиями диорит-гранодиоритового состава.

Интрузивная формация с медно-порфировой специализацией выделяется в самостоятельную формацию Баталинско-Бенкалинскую средне-верхнекарбонического возраста.

Вмещающие породы представлены андезитовыми, андезито-ба - зальтовыми туфами, порфиритами и туфогенно-осадочными образо - ваниями средне-верхневилеизского возраста, и в Александровско - Денисовской подзоне, кроме того, еще силурийскими вулканогенно -

осадочными образованиями.

Оруденение локализуется в плагиогранит-порфирах, плагио-гранодиоритах, гранодиоритах, диоритах, во вмещающих породах и сопровождается широким ореолом гидротермально-измененных пород. Гидротермальные изменения наиболее интенсивно проявились в зонах тектонических нарушений, которые выразились в серицитизации, хлоритизации, биотитизации, турмалинизации, с образованием пропилитов. Рудная минерализация носит наложенный характер на гидротермалиты, образуя штокверковые зоны. Штокверк образуют прожилки кварц-пиритового, кварц-турмалин-молибденит-пирит-халькопиритового, барит-гипсового и др. состава с хлоритом, серицитом, альбитом и др. минералами.

Рудные минералы в первичных рудах в основном представлены халькопиритом, пиритом, менее молибденитом, реже валлеритом, пирротинном, гематитом, блеклыми рудами.

В зоне вторичного сульфидного обогащения развиты, в основном, халькозин, борнит, ковеллин, золото.

Умеренно кислые интрузии, с которыми связана медно-порфировая формация, и вмещающие их породы характеризуются повышенным геохимическим фоном меди, молибдена, золота, свинца и серебра. Геохимический фон меди превышает кларковые в 5-20 и 30 раз.

Медно-порфировая формация характеризуется комплексным оруденением, кроме меди (0,3-0,5%) в рудах в повышенных содержаниях установлен молибден (0,01-0,00н %) и золото.

В зоне вторичного сульфидного обогащения содержание меди, молибдена, золота повышается в несколько раз.

Вновь выявленная медно-порфировая формация, связанная с умеренно кислыми интрузиями в Александровско-Денисовской и Валерьяновской подзонах, является перспективной на открытие промышленных медно-молибденовых месторождений, которые могут стать дополнительной меднорудной сырьевой базой Урала и Казахстана.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА  
МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ДЕНИСОВСКОЙ  
СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ

Магматические породы, слагающие средний структурный этаж центральной части Денисовской структурно-фашиальной зоны, по составу относятся: вулканогенный ряд-к эвгеосинклиальной непрерывной базальт-андезит-дацит-липаритовой формации; интрузивный ряд-к габбро-плагиогранитной формации. Внутри каждой формации наблюдаются все переходные разности, т.е. магматические породы образуют непрерывную серию.

На петрохимических диаграммах, построенных по методу А.Н.Заварицкого, фигуративные точки магматических пород Денисовской зоны образуют сплошную широкую полосу, протягивающуюся вдоль линии средних содержаний (по Р.Дели). Для установления петрохимических особенностей вулканогенных образований Денисовской зоны был применен метод сравнения химических составов с уже достаточно изученным рудным районом. В качестве сопоставимого района был выбран Гайский меднорудный район. По петрографическому составу пород, структурным особенностям, по характеру метаморфизма Гайский рудный район и Денисовская структурно-фашиальная зона имеют много общих черт.

Простое сопоставление химического состава вулканогенных образований Денисовской структурно-фашиальной зоны и Гайского меднорудного района показывает, что химический состав и литолого-фашиальные особенности их вулканогенных образований близки. Сделаны попытки установления каких-либо специфических черт или закономерностей в распределении окислов в породах, не заметных с первого взгляда, но которые могут быть выделены при статистической обработке химических анализов. Для сравниваемых районов определен закон распределения окислов и числовых характеристик по А.Н.Заварицкому. Был применен удобный в условиях малых выборок метод, предложенный В.П.Бондаренко (Бондаренко В.П., 1967) - сравнения вычисленных оценок асимметрии и

экспериментальных эмпирических кривых распределения содержания окислов и числовых характеристик с теоретической кривой для нормального распределения. Сопоставление химического состава эффузивов сравниваемых районов проводилось проверкой гипотез о равенстве функций распределения и равенстве дисперсий с помощью критериев Стьюдента и Фишера. Сопоставление химических составов вулканогенных пород этих районов показывает в общем хорошую сходимость содержаний основных окислов для всех петрографических разновидностей пород. Такая особенность химического состава вулканогенных пород Денисовской структурно-фациальной зоны может служить положительным фактором в оценке перспектив на выявление колчеданных месторождений меди.

В габбро-плагиигранитном комплексе пород Денисовской зоны отмечаются следующие основные закономерности химического состава: содержание кремнекислоты закономерно повышается в процессе дифференциации от более ранних фаз к более поздним. На первых этапах дифференциации в пределах одной интрузивной фазы от габбро к диоритам происходит некоторое повышение содержания глинозема, но в процессе дальнейшего становления комплекса характерно закономерное уменьшение глинозема в следствие резкого снижения темноцветных минералов. С увеличением кислотности резко возрастает роль щелочей и уменьшается известковистость пород.

В непосредственной связи с вопросами изучения петрохимических особенностей магматических пород, проводилось изучение металлогенической (геохимической) специализации этих пород. Выявление подобной специализации особенно важно при оценке потенциальной рудоносности того или иного района. В принципе геохимические характеристики не менее важны, чем данные петрохимии, так как они позволяют выявлять различия в содержании рудных элементов в петрохимически одинаковых породах.

Изучение геохимической специализации производилось путем расчета средних содержаний химических элементов в том или ином типе пород и сравнения их со средними содержаниями этих элементов в главных типах пород земной коры (по А.П.Виноградову, 1962). Помимо этого рассчитывалась дисперсия содержания элементов, показывающая степень неравномерности распределения эле-

ментов в породе.

В качестве исходного материала послужили результаты количественных спектральных анализов проб, по-возможности, неизменных пород, отобранных при литохимических съемках различного масштаба, при специализированном геохимическом опробовании пород и литохимическом опробовании керна скважин.

В результате исследований были выявлены следующие особенности металлогенической специализации магматических пород района:

1. Для силурийских вулканогенных образований характерно возрастание средних содержаний Cu, Pb, Ba, Zn и уменьшение средних содержаний Zn, Co, Ni, Ga, Ti, Sc, Mn от базальтовых порфиритов к липаритовым порфиритам.

2. Отмечается закономерное понижение средних содержаний Cu, Zn, Co, Ni, Ti, Sc, B, Mn и повышение среднего содержания в интрузивном ряду: габбро-гранодиориты-плагиограниты - лейкократовые граниты.

3. Вулканогенные образования силура характеризуются металлогенической специализацией на Cu и ряд других элементов, сопровождающих обычно медноколчеданное оруденение (Pb, Co, Ba и др.). При этом наиболее перспективными представляются средние и кислые эффузивы.

4. Потенциально меденосными являются плагиограниты и гранодиориты, характеризующиеся геохимической специализацией на медь.

С.С. Шербин, А.А. Богомол  
СГИ, СКЭТУ, Кустанай

#### МАГМАТИЗМ И МЕДЕННОСТЬ ДЕНИСОВСКОЙ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ

Денисовская структурно-фациальная зона представляет собой крупную структурную единицу, известную, согласно тектонической схеме И.Д. Соболева для Урала, как Октябрьско-Денисовский мегантиклинорий близмеридионального простирания. С запада эта

зона ограничена Тобольским, с востока Ливановским разломами. Исследованиями последних шести лет (Щербин С.С., Богомол А.А., Чесноков В.И. и др.) установлено, что Денисовская зона имеет значительно более сложное строение, чем это представлялось ранее. Располагаясь на стыке двух крупнейших региональных структур - Зауральского поднятия на западе и Тюменско - Кустанайского прогиба на востоке - Денисовская зона характеризуется очень сложным внутренним строением.

Нижний структурный этаж сложен сильно дислоцированными и метаморфизованными гнейсами, углисто-кремнистыми и окварцованными сланцами и кварцито-песчаниками предположительно верхнепротерозойского возраста (мариновская и аккаргинская свиты).

Средний структурный этаж представлен преимущественно эффузивными и осадочно-эффузивными образованиями нижнесилурийского возраста (венлок-лудлоу) и терригенными отложениями среднего девона (эйфельский ярус), меньшее развитие получили осадочные и вулканогенные образования нижнекаменноугольного возраста (турнейский и визейский ярусы).

Осадочно-вулканогенные образования силура, подвергшиеся зеленокаменному изменению, представлены разнообразными по составу и структурно-текстурным особенностям породами покровной, пирокластической, экструзивной и субвулканической фаций, в целом отвечающими, согласно положениям Д.С. Штейнберга, эвгеосинклинальной непрерывной базальт-андезит-дацит-липаритовой серии при подчиненном развитии пород дацит-липаритового ряда преимущественно в субвулканической и экструзивной фациях.

Верхний структурный этаж представлен мезокайнозойскими осадочными образованиями, не подвергшимися метаморфизму и дислокациям.

Комплексы пород низнего и среднего этажей прорваны различными по составу и размерам многочисленными интрузиями от ультраосновного до кислого состава (гипербазиты, габбро, диориты, гранодиориты, граниты) верхнесилурийско-раннедевонского и каменноугольного возраста. Наиболее крупным является Спиридоновский гранодиоритовый массив в центральной части Денисовской зоны.

Домезовскойские образования разбиты крупными разрывными нарушениями меридионального, широтного, северо-западного

и северо-восточного направлений, обусловившими блоковое строение зоны. В центральной части Денисовской зоны широко проявлено медное оруденение трех генетических типов.

1. Медноколчеданное вкрапленное оруденение в вулканогенных образованиях нижнего силура, контролируемое преимущественно диагональными тектоническими зонами расщепления, смятия и дробления пород. В таких зонах породы подверглись интенсивному среднетемпературному метасоматозу - альбитизации, серицитизации, окварцеванию, хлоритизации, карбонатизации, эпидотизации. Руды представлены преимущественно пиритом с резко подчиненным содержанием халькопирита.

2. Прозилково-вкрапленное молибденово-медное оруденение в диоритах, гранодиоритах и плагиогранитах (тип меднопорфировых руд), структурно контролируемое крупными зонами расщепления, катаклаза и гидротермального среднетемпературного изменения пород грано-диорит-плагиогранитной формации. Состав руд: пирит, халькопирит, молибденит и др.

3. Прозилково-вкрапленное медное оруденение, контролируемое крупной тектонической зоной смятия, дробления, трещиноватости и интенсивного гидротермально-метасоматического изменения пород с преимущественным развитием кварца и турмалина (медно-турмалиновая формация). Оруденение локализуется в гипабиссальных плагиогранитах, гранит-порфирах и биотит-роговообманковых гранодиоритах, слагающих близкое к изометричному в плане тело. Состав руд: халькопирит, борнит, блещая руда, пирит, турмалин, кварц.

Рудная минерализация упомянутых генетических типов нередко пространственно совмещена и различается по изменению вещественного состава руд и локализации в вулканогенных или интрузивных образованиях. Изотопный состав серы в халькопиритах и пиритах из медных руд разных генетических типов не показал значительных отклонений, что указывает на происхождение руд от единого источника. Значения  $\delta S^{34}/\text{о}$  (усл.) в пределах колебаний от - 0,21 до + 0,11 относительно нуля аналогичны значениям для

медноколчеданных месторождений Южного Урала.

Состав, возраст и геолого-структурное положение вулканогенных и интрузивных образований зоны и особенности проявленной сульфидной минерализации определяют близкую геолого-металлогеническую аналогию Денисовской структурно-фациальной зоны с меденосными районами Южного Урала и Мугодзар и весьма благоприятные перспективы выявления промышленных месторождений меди.

В.Н.Краснова, В.С.Репин  
УГГУ, Свердловск

### ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ МЕТОДОВ ПРИ РАСЧЛЕНЕНИИ И КОРРЕЛЯЦИИ ГРАНИТОИДОВ ОРСКОГО ЗАУРАЛЬЯ

Гранитоидные интрузии, развитые на Южном Урале в Магнитогорском мегасинклинии и Восточно-Уральском поднятии, с учетом общего хода эволюции магматизма палеозойской геосинклинали расчленяются на пять интрузивных формаций: 1) габбро-сиенитовую ( $D_1$ ), 2) габбро-диорит-плагиогранитовую ( $D_2^{gv} - D_3^{fs}$ ), 3) Габбро-сиенит-гранитовую ( $C_1$ ), 4) диорит-плагиогранитовую ( $D_3 - C_1^{+1}$ ), 5) гранитовую ( $Pz_3$ ) (таблица 1).

Первые три формации формируются на ранней стадии развития геосинклинали и знаменуют завершение силурийско-нижнедевонского, средне-верхнедевонского и нижнекаменноугольного базальтоидного магматизма. Диорит-плагиогранитовая и гранитовая формации являются производными гранитной магмы. Формирование их происходит на средней стадии тектономагматического цикла.

Для всех формаций ранней стадии отмечается многофазность и пестрый состав пород: габбро, диориты, гранодиориты, граниты, граносиениты, наряду с которыми встречаются промежуточные разновидности. В силу этого расчленение и корреляция массивов весьма затруднительны. Проведенные нами исследования показывают, что для этой цели наряду с другими методами могут использоваться и магнитные свойства пород.

Диапазон колебаний величин  $J_n$  и  $x$  возрастает от кислых по-

род к основным. В кислых породах  $J_n$  колеблется от 0 до  $6000 \cdot 10^{-6}$  ед.  $CgS$  в средних от 0 до  $12000 \cdot 10^{-6}$  ед.  $CgS$ , а в основных от 0 до  $75000 \cdot 10^{-6}$  ед.  $CgS$ . Примерно такие же закономерности отмечены и для  $x$ .

Гранитоиды ранней стадии обладают более ярко выраженными магнитными свойствами, чем интрузии орогенного этапа, что совпадает с общим покислением пород. Внутри одной формации магнитные параметры уменьшаются с увеличением кислотности пород. Исключение составляют породы габбро-граносиенит-гранитовой формации, где  $J_n$  и  $x$  всех пород от габбро до гранитов и граносиенитов примерно одинаковы, что объясняется особенностями минерального состава этих пород.

Сходные по составу породы, принадлежащие различным формациям, отличаются по величине  $J_n$  и  $x$ . При этом породы ранних стадий более магнитны, чем породы, образовавшиеся на последующих этапах развития. Вычисленные средние значения  $J_n$  и  $x$  являются весьма показательными для пород каждой формации. Во всех случаях аномально высокие значения  $J_n$  и  $x$  зависят от присутствия вторичного магнетита, а низкие — от интенсивности метаморфического изменения.

Магнитно-фракционный анализ показал, что содержание магнитных минералов в рассмотренных породах подчиняется той же закономерности и находится в прямой зависимости с  $x$ . Терморамагничивание, рентгеноструктурный и минералогический анализы позволили установить, что в составе магнитной фракции пород из формаций ранней стадии имеются ильменит (с магнетитом), титаномagnetит, магнетит, гематит, редко маггемит, а гранитоиды среднего этапа содержат магнетит, гематит, мушкетовит.

Химический состав титано-магнетитов и магнетитов из гранитоидов разных формаций отличается большими и вполне закономерными вариациями в содержании  $TiO_2$  и ряда микроэлементов и эти свойства вполне могут использоваться как диагностические признаки при корреляции массивов.

Вычисленные координаты палеомагнитных полюсов в ряде случаев могут быть использованы для определения примерного возраста становления массивов, времени метаморфизма и реконструкции тектонических движений.

Таблица 1.

## Магнитные свойства пород гранитоидных массивов

Формации и члены формаций	пределн колебаний ( $1; 10^{-6}$ ед. СгS )		средние значения ( $1; 10^{-6}$ ед. СгS )		Выход магнитной фракции в вес. %
	Лп	х	Лп	х	
<u>1. Габбро-сиенитовая формация</u>					
а. Габбро, габбро-диориты, диориты	5-75000	46-3800	500	2500	1,6 - 6,7
б. Гранодиориты и плагиограниты	0,26-300	4-100	5	40	0,9
в. Граниты и Граносиениты					0,015-0,07
<u>2. Габбро-диорит-плагиогранитовая формация</u>					
а. Габбро	113-50000	620-7100	300	2200	0,6 - 4,0
б. Диориты, гранодиориты и плагиограниты	24-3150	8-4500	120	1300	0,8 - 2,3
в. Граниты, граносиениты	21-3600	20-6000	300	1500	0,07-1,85
<u>3. Габбро-граносиенит-гранитовая формация</u>					
а. Габбро, гибридные диориты	14-3700	68-10800	300	1500	4,1 - 8,8
б. Граниты, граносиениты	21-3600	20-6000	300	1500	1,4-2,4
<u>4. Диорит-плагиогранитовая формация</u>					
а. Граниты и плагиограниты	0,88-580	34-1100	95	900	0,11-0,26

Формации и члены формаций	пределы колебаний ( $1 \cdot 10^{-6}$ ед. СгS )		средние значения ( $1 \cdot 10^{-6}$ ед. СгS )		Выход магнитной фракции в вес. %
	Лп	х	Лп	х	
5. Гранитовая формация					
а. Граниты биотитовые	1,7 - 5700	5-1900	20	700	0,02 - 0,09
б. Граниты лейкократовые	0,1 - 123	4-220	5	500	0,03

М. И. Русинов  
СКТГУ, Кустанай

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ,  
СВЯЗАННОГО С ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИМИ ГРАНИТАМИ  
ЗАУРАЛЬСКОГО ПОДНЯТИЯ

1. В Зауральском поднятии в пределах Троицкого антиклиналя выделен верхнепалеозойский комплекс микроклиновых порфировидных гранитов, с которым связана молибден-вольфрам-висмутовая рудная формация штокверкового типа.

2. Массивы гранитов представлены (с севера на юг) - Бисембаевским, Дзетыгаринским, Айкенским и др., которые залегают в ядрах антиклинальных складок, прорывая породы верхнего протерозоя - сланцы серицитового, кварц-серицитового, хлоритового, углисто-кремнистого состава, филлиты. Среди сланцев встречаются кварцитовидные песчаники, Яшмоиды и линзы кварцитов. Все породы смяты в складки более высоких порядков и осложнены разрывными нарушениями.

Массивы сложены розовато-серыми крупнозернистыми порфириро-

видными микроклиновыми гранитами с среднезернистой структурой основной массы. Минералогический состав гранитов характеризуется зональным распределением некоторых минералов. Выделяются отдельные зоны обогащенные мусковитом, биотитом, калиевым полевым шпатом, кварцем. Средних и основных разновидностей пород среди массива не встречено. Минералогическая зональность, возможно, образовалась в процессе становления массива, автомета-морфизма и усилена в результате воздействия пневматолито-гидротермальных эманаций.

В гранитах отмечается грейзенизация, окварцевание, флюоритизация и др. изменения.

По химическому составу граниты отвечают переходному типу от нормального гранита к щелочному ( $\text{SiO}_2$  - 70,9%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - 14,5%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  - 2,53%,  $\text{TiO}_2$  - 0,18%,  $\text{CaO}$  - 1,68%,  $\text{MgO}$  - 0,53%,  $\text{K}_2\text{O}$  - 4,76%,  $\text{Na}_2\text{O}$  - 4,62%, п.п.п. - 0,41%).

Верхнепалеозойская гранитная формация характеризуется редкометальной металлогенической специализацией. Установлено повышенное содержание свинца, олова, молибдена, рубидия, цезия, фтора.

Редкометальное оруденение в массивах не выявлено.

Дайковый комплекс имеет ограниченное развитие и представлен гранитами, гранит-порфирами, гранит-аплитами, гранодиоритами, порфиритами и пегматитами.

3. Редкометальное оруденение, на примере Дрожиловского месторождения, локализуется во вмещающих породах кровли, погружающегося на север Бисембаевского массива.

Породы кровли претерпели интенсивные изменения в результате проявления гидротермально-пневматолитового процесса. Эти изменения выразились в турмалинизации, флогопитизации, мусковитизации, серицитизации, карбонатизации, отальковании и окварцевании пород, с образованием мощных зон грейзенизации штокерного типа. Ортосланцы превращены в тальк-карбонатные образования и в слюдиты-мономинеральные флогопитовые породы. Встречаются кварцевые жилы.

Измененные породы на Дрожиловском месторождении расщеплены, трещиноваты и разбиты на блоки различных размеров.

Зоны грейзенов состоят в основном из крутопадающих прожил-

ков слюдисто-кварцевого, кварц-альбитового, кварцевого, кварц-флюорит-мусковитового, флюорит-мусковитового, турмалин-флогопитового, карбонатного состава. Оруденение связано с зонами грейзенизации и кварцевыми жилами. Основная масса рудной минерализации приурочена к грейзеновым прожилкам, в удалении от них во вмещающие породы она резко уменьшается.

Рудные минералы представлены молибденитом, вольфрамитом, шеелитом, висмут-ионом, халькопиритом, пирротиним, пиритом.

Главными породообразующими минералами рудных жил и прожилков являются кварц, мусковит, флюорит, плагиоклаз, альбит, кальцит, турмалин.

Наблюдается вертикальная и горизонтальная зональность оруденения. Молибденовое оруденение оконтуривается вольфрамовым. Совместное нахождение минералов молибдена и вольфрама наблюдается редко.

По геохимическим данным хорошо коррелируется вольфрам с литием и молибден с медью, между другими металлами закономерной связи не установлено.

Оруденение является многостадийным процессом гидротермального минералообразования, начиная от высокотемпературных окислов до низкотемпературных сульфидов. Процесс начинался с образования зон грейзенизации, затем кварцевых прожилков с характерной минерализацией редкометального оруденения и заканчивался образованием кварцевых прожилков с халькопиритом, пирротиним и другими минералами.

4. Редкометальное оруденение, связанное с верхнепалеозойскими гранитными интрузиями в Зауральском поднятии изучено крайне недостаточно. Значительные перспективные площади не опробованы и известные проявления не оценены. Изучение редкометального оруденения штокеркового типа в Зауральском поднятии и выявление его перспектив может привести к открытию крупных месторождений.

О КОРРЕЛЯЦИИ ГРАНИТОИДОВ ЗАУРАЛЬЯ ПО ПРИЗНАКУ  
ЖЕЛЕЗИСТОСТИ

На примере нескольких гранитоидных массивов Зауралья показана зависимость железистости слагающих их пород от состава вмещающих толщ. Установлено, что на относительную величину содержания железа в гранитоидах оказывает влияние состав вмещающих пород. Так, Красногвардейский массив, отличающийся повышенной железистостью, залегает среди метаморфических сланцев, амфиболитов и порфиритоидов, образовавшихся по вулканогенно-осадочным и вулканогенным породам, в то время как остальные из рассмотренных массивов расположены среди осадочных пород.

Аналогичная зависимость железистости от вмещающих пород отмечена и в других регионах Союза (Приморье, Казахстан).

Наряду с железистостью рассмотрено соотношение и других пороодообразующих элементов.

Все вышесказанное сведено в несколько таблиц, которые приведены ниже. Порядковыми номерами в таблицах показаны следующие массивы: 1- Николаевский, 2- Буринский, 3- Верхотурский, 4- Шаимский, 5- Гаевский, 6- Красногвардейский.

Таблица 1

Содержание кремнезема	Кол-во анализов	$f = \frac{Fe}{Fe+Mg} \cdot 100$					
		1	2	3	4	5	6
70-75	25	-	-	72,1	-	64,0	78,0
65-70	43	55,2	58,1	55,1	56,1	61,0	68,1
60-65	37	42,0	55,3	56,0	55,0	-	62,5
55-60	10	-	55,0	45,2	-	-	53,5
$f_{ср.}$	-	48,6	56,7	57,1	55,5	57,5	65,5

Состав вмещающих толщ: 1-5 - осадочные породы, 6- вулканогенные и вулканогенно-осадочные.

Таблица 2

Содержание кремнезема	Кол-во анализов	$FeO' = FeO + 0,9 Fe_2O_3$					
		1	2	3	4	5	6
70-75	25	-	-	2,11	3,13	1,72	2,38
65-70	43	3,57	4,73	3,30	3,97	3,96	3,37
60-65	37	4,65	4,70	4,32	5,53	-	5,43
55-60	10	-	6,00	5,52	-	-	6,24
$FeO'$ ср.	-	4,11	4,71	3,81	3,87	2,84	4,36

Таблица 3

Содержание кремнезема	Кол-во анализов	MgO, %					
		1	2	3	4	5	6
70-75	25	-	-	0,44	0,33	0,77	0,59
65-70	43	1,66	1,95	1,46	1,65	1,06	1,08
60-65	37	3,52	2,04	1,85	2,46	-	2,57
55-60	10	-	2,43	3,75	-	-	4,29
MgO ср.	-	2,59	2,14	1,88	1,48	0,92	2,13

Таблица 4

Содержание кремнезема	Кол-во анализов	K <sub>2</sub> O, вес. %					
		1	2	3	4	5	6
70-75	25	-	-	1,71	4,42	4,64	4,14
65-70	43	3,45	4,36	3,18	3,02	2,18	2,83
60-65	37	2,94	2,27	3,35	2,90	-	1,81
55-60	10	-	2,08	1,50	-	-	1,71
K <sub>2</sub> O ср.	-	3,18	2,90	2,43	3,44	3,41	2,62

Таблица 5

Содержание кремнезема	Кол-во анализов	Na <sub>2</sub> O, вес. %					
		1	2	3	4	5	6
70-75	25	-	-	4,65	3,0	3,29	3,04
65-70	43	2,0	2,27	4,32	3,20	3,53	4,11
60-65	37	0,51	2,79	3,32	4,00	-	4,19
55-60	10	-	2,70	4,60	-	-	3,73
Na <sub>2</sub> O ср	-	1,45	2,55	4,22	3,40	3,41	3,77

Таблица 6

Содержание кремнезема	Кол-во анализов	CaO, вес. %					
		1	2	3	4	5	6
70-75	25	-	-	1,85	0,41	1,72	1,30
65-70	43	2,74	3,28	3,04	1,90	2,56	2,86
60-65	37	4,33	3,37	3,62	4,04	-	4,24
55-60	10	-	6,02	5,72	-	-	6,17
CaO ср	-	3,53	4,28	3,55	2,11	2,14	3,64

К ВОПРОСУ ОБ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ УРАЛЬСКОЙ  
ПАЛЕОЗОЙСКОЙ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛИ

Концепция тектоники плит и близкие к ней по ряду принципиальных положений идеи А. В. Пейве в огромной мере расширили предпосылки анализа структуры и эволюции подвижных поясов. Уже предприняты попытки пересмотра с позиций мобилизма эволюции ряда древних складчатых поясов, в том числе Урала (Гамильтон, 1970), и крупных геологических регионов. Детальные исследования в этом направлении начаты на Урале совсем недавно. К их первым достижениям следует отнести новое освещение вопроса о фундаменте эвгеосинклинали, представление о взаимосвязанности эволюции типа вулканизма и состава его продуктов с преобразованием океанической земной коры в континентальную, выявление некоторых общих закономерностей латеральной формационной зональности и др. (Иванов и др., 1972а, б). Часть доказана, часть предполагается по структурным и палеогеографическим критериям сложная покровно-складчато-блоковая структура Урала (там же).

Вместе с тем общая структура Уральского подвижного пояса, в свете новых концепций, далеко не ясна и, во всяком случае, не отвечает ортодоксальной схеме тектоники плит. Создание детальной мобилистской модели Урала — дело будущего. Но некоторые требования к ней могут быть сформулированы теперь. В ней должны найти место следующие факты:

1. Отсутствие в пределах эвгеосинклинальной области (включая Зауралье) структурно-вещественных образований, сопоставимых с ископаемой зоной поглощения. Напротив, структурные взаимоотношения комплексов, сформированных соответственно на континентальной и океанической коре, внутри эвгеосинклинальной области и на ее внешней окраине (в зоне Главного Уральского разлома) повсеместно указывают на обдуктивный процесс.

2. Размещение внутри эвгеосинклинальной области блоков допалеозойской (в диапазоне архей-поздний докембрий) континентальной коры. В некоторых блоках - Суундукско-Челябинском, Мураинско-Адуйском и восточнее расположенных - местами сохранились остатки палеозойского (в диапазоне ордовик - нижний девон (?)) чехла, представленного преимущественно терригенными отложениями эвгеоантиклинальных фаций, в различной степени, местами слабо, метаморфизованными.

3. Признаки симметричного (в грубом приближении) омоложения границы океанической и переходной стадий от краев эвгеосинклинального бассейна к середине (условно - осевой части Магнитогорского погружения).

Перечисленные факты в рамках новой глобальной тектоники могут быть поняты, если рассматривать палеозойскую эвгеосинклиналь как область вторичного рифтогенеза в висячем боку зоны поглощения, связанного с мантийными диапирами (Кэриг, 1971, Шульц (мл), 1973, Зоненшайн и др., 1973, Хаин, 1973). Местоположение самой зоны поглощения неизвестно, несомненно лишь, что, согласно данной модели, ее следует искать восточнее "микроокеанического" бассейна.

Большой интерес представляет выделение среди поздне-докембрийских комплексов восточного склона Урала образований эвгеосинклинального типа. К ним предположительно относятся глубоко метаморфизованные офиолитовые формации черновской и Ильменогорской свит. Указанный возраст аргументируется: а) стратиграфическим положением выше нижнедокембрийской селянкинской (шумихинской?) метаморфической толщи и ниже ордовикско-силурийской (игишской) офиолитовой формации; б) структурным положением в мигматитовых ядрах и связанными с этим особенностями внутренней тектоники и метаморфизма (Кейльман, 1971); в) резко различным характером метаморфизма гипербазитов предположительно позднедокембрийской и палеозойской формаций. Последнее обстоятельство уже давно отмечено при поисках месторождений антофиллит-асбеста. г) Определениями абсолютного возраста (калий-аргоновым методом).

Достоверно позднедокембрийским является Максютковский

комплекс, включающий альпинотипные гипербаазиты и метаморфиче-  
ские образования эклогит-глаукофансланцевой формации. С восто-  
ка на него надвинуты тектонизированные серпентиниты и меланжи  
зоны Главного уральского разлома. Для самого комплекса, по  
данным В.И. Ленных (1973), характерно опрокидывание складок на  
восток. Если исходить из этих данных, то Максютковский комплекс  
можно себе представить как фрагмент поаднеокембрийской зоны  
поглощения.

## СОКРАЩЕННЫЕ НАЗВАНИЯ ОРГАНИЗАЦИЙ

- БТГУ - Башкирское территориальное геологическое управление, г. Уфа.
- БЭ УТГУ - Баженовская геофизическая экспедиция УТГУ, пос. Шее-лит, Свердловская область.
- ВИМС - Всесоюзный научно-исследовательский институт мине-  
рального сырья Министерства Геологии СССР, г. Москва.
- ВКГРЭ - Воркутинская комплексная геологоразведочная экспе-  
диция, г. Воркута.
- ВНИИСИМС - Всесоюзный научно-исследовательский институт синте-  
за минерального сырья, г. Александров.
- ВСЕГЕИ - Всесоюзный научно-исследовательский геологический  
институт Министерства Геологии СССР, г. Ленинград.
- ВШПО - Всесоюзное шестое производственное объединение  
(Уральская комплексная разведочно-добычная  
экспедиция № 122, г. Свердловск).
- ГЕОХИ АН СССР - Институт геохимии и аналитической химии  
им. В.И.Вернадского АН СССР, г. Москва.
- ГИ КФАН СССР - Геологический институт Кольского филиала  
имени С.М.Кирова АН СССР, г. Апатиты,  
Мурманская обл.
- ГИН - Геологический институт АН СССР, г. Москва.
- ДВГИ - Дальневосточный геологический институт Дальневос-  
точного филиала Сибирского отделения  
АН СССР, г. Владивосток.
- ЗапСибНИГНИ - Западно-Сибирский научно-исследовательский  
геологоразведочный нефтяной институт,  
г. Тюмень.
- ЗНТГУ - Западно-Казахстанское территориальное геологическое  
управление, г. Актюбинск.
- ИГ АН Аз ССР - Институт геологии АН Азербайджанской ССР,  
г. Баку.

- ИГ БФАН СССР - Институт геологии Башкирского филиала  
АН СССР, г. Уфа.
- ИГЭ - Ильменский государственный заповедник им. В.И.Лени-  
на, г. Миасс.
- ИГЕМ - Институт геологии рудных месторождений, петрографии,  
минералогии и геохимии АН СССР, г. Москва.
- ИГиГ СО АН СССР - Институт геологии и геофизики Сибирского  
отделения АН СССР, г. Новосибирск.
- ИГиГ УНЦ АН СССР - Институт геологии и геохимии им. акад.  
А.Н.Заварицкого Уральского Научного Центра  
АН СССР, г. Свердловск.
- ИГ КФАН СССР - Институт геологии Коми филиала АН СССР,  
г. Сыктывкар.
- ИГ КФАН СССР - Институт геологии Карельского филиала  
АН СССР, г. Петрозаводск.
- ИГ СО АН СССР - Институт геохимии Сибирского отделения  
АН СССР, г. Иркутск.
- ИЗК СО АН СССР - Институт земной коры Сибирского отделения  
АН СССР, г. Иркутск.
- ИМГРЭ - Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии  
редких элементов, г. Москва.
- ИМР - Институт минеральных ресурсов УССР, г. Симферополь.
- ИНиГ - Институт нефти и газа Министерства высшего и сред-  
него специального образования УССР,  
г. Ивано-Франковск.
- КааИМС - Казахстанский институт минерального сырья Министер-  
ства геологии СССР, г. Алма-Ата.
- ЛГИ - Ленинградский горный институт, г. Ленинград.
- ЛГУ - Ленинградский государственный университет,  
г. Ленинград.
- МГМИ - Магнитогорский горно-металлургический институт,  
г. Магнитогорск.
- МГРИ - Московский геологоразведочный институт имени С.Орджо-  
никидзе.

- МГРП - Магнитогорская геологоразведочная партия,  
г. Магнитогорск.
- МГУ - Московский государственный университет, г. Москва.
- МГ УзССР - Министерство геологии Узбекской ССР, г. Ташкент.
- НИИГ ДГУ - Научно-исследовательский институт геологии  
Днепропетровского государственного универ-  
ситета, г. Днепропетровск.
- НИИГ СГУ - Научно-исследовательский институт геологии Саратов-  
ского государственного университета,  
г. Саратов.
- ОГЭ - Орская геофизическая экспедиция Оренбургского ТГУ,  
г. Орск.
- ОКГРЭ - Оренбургская комплексная геологоразведочная экспе-  
диция, г. Оренбург.
- ОТГУ - Оренбургское территориальное геологическое управ-  
ление, г. Оренбург.
- ОЭИ ЦНИГРИ - Отделение экспериментальных исследований  
ЦНИГРИ, г. Тула.
- ПГУ - Пермский государственный университет, г. Пермь.
- ПКГРЭ - Пермская комплексная геологоразведочная экспедиция  
г. Пермь.
- ПУГРЭ - Полярно-Уральская геологоразведочная экспедиция  
треста Главтюменьгеология, пос. Полярный,  
Тюменская обл.
- СВКНИИ ДВНЦ АН СССР - Северо-Восточный комплексный научно -  
исследовательский институт Дальневосточного  
Научного Центра АН СССР, г. Магадан.
- СГИ - Свердловский горный институт, г. Свердловск.
- СГИИ - Свердловский государственный институт,  
г. Свердловск.
- СГУ - Саратовский государственный университет, г. Саратов.
- СКТГУ - Северо-Казахстанское ТГУ, г. Кустанай.
- ТГУ - Томский государственный университет, г. Томск.
- ТИИ - Тюменский индустриальный институт, г. Тюмень.
- УДН - Университет дружбы народов им. П. Лумумби, г. Москва.

- УКСЭ - Уральская комплексная съемочная экспедиция,  
г. Свердловск.
- УТГУ - Уральское территориальное геологическое управление,  
г. Свердловск.
- УСМ по геологии Аз ССР - Управление Совета Министров по  
геологии АзССР, г. Баку.
- УхТГУ - Ухтинское территориальное геологическое управление,  
г. Ухта.
- ЦГП - Центральная геохимическая партия Центрально-Казах-  
станского территориального геологического  
управления, г. Караганда.
- ЦНИГРИ - Центральный научно-исследовательский геологический  
институт цветных и благородных метал-  
лов, г. Москва.
- ЧКГРЭ - Челябинская комплексная геологоразведочная экспеди-  
ция, г. Челябинск.

## ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

- В.П.Петров. Проблема становления магматических горных пород ..... 3
- В.А.Нарсеев. Дифференциация магматических расплавов в свете теории полимеризации и проблема связи оруденения с магматизмом..... 4
- О.Н.Грязнов. Вулканогенные формации и комплекс поодних стадий развития складчатых областей ..... 5
- В.Г.Гарьковец, А.К.Бухарин, А.А.Землянов, В.А.Нелюбов, В.В.Баранов. Значение геолого-металлогенического сопоставления Урала и Тянь-Шаня в прогнозировании комплекса полезных ископаемых ..... 6
- А.С.Емельяненко. К вопросу о внегеосинклинальном магматизме на Урале ..... 9
- Б.Е.Милецкий. О гестектонической связи краевых оконечных зон Урала с экзогональными впадинами Русской платформы ..... II
- Н.И.Халевин, А.И.Буньков, А.И.Виноградов, А.А.Кузнецов, А.М.Постникова. Структура Магнитогорского погружения по материалам сейсмологии варивов ..... 12
- А.И.Степанов, А.А.Краснобаев. Новые данные по геохронологии магматических и метаморфических комплексов восточного склона Урала ..... 13

Л.С.Лозовая, Р.Т.Меньшикова, В.П.Аршинов. Новые данные радиологического датирования плагитогранитов и табашек Пластовского мас- сива .....	14
М.А.Гаррис, Л.С.Лозовая. Геохронологическая схема магматогенных и метаморфогенных формаций Урала .....	15
В.В.Баранов. Сравнительная характеристика упругих свойств докембрийских и палеозойских гра- нитов Урала .....	16
В.В.Баранов. Петрофизическая характеристика древ- нейших пород Урала .....	18
Н.А.Плюхих. Петрофизические работы на Южном Урале	20

## ЗАПАДНЫЙ СКЛОН

Д.Р.Беккер. Основные историко-геологические комп- лексы докембрия Уральской складчатой об- ласти .....	23
И.С.Вахромеев, И.С.Огарин, Г.С.Сенченко, П.В.Ар- хавитин, М.Л.Голуб, Д.Н.Салихов. Особен- ности эволюции магматизма в связи с развитием и становлением земной коры на Южном Урале .....	24
П.Н.Швецов, Е.А.Шумихин, Ф.А.Ямаев. Магматические формации Центрально-Уральского поднятия	25
А.А.Алексеев. Магматические комплексы зоны Урал-Тай- мского Южного Урала и их металлогенические осо- бенности .....	28

	Стр.
А.А.Алексеев. О составе субстрата эфлогит-глауко-фаносланцевого Максютковского комплекса (Ю.Урал).....	30
Е.А.Шумихин, П.Н.Швецов, Ю.П.Краев. Основные петрохимические особенности магматических пород Башкирского поднятия .....	31
В.И.Ленных, В.И.Петров, Ю.Д.Панков. Диабазы Тараташского комплекса и щелочные (калиевые) базальты в его обрамлении .....	34
С.С.Щербин. Пространственное и временное взаимоотношение сидеритового, турьитового и сульфидного оруденения на Бакальском железорудном поле .....	37
П.Н.Швецов, Ф.А.Ямаев, А.В.Астахов. Среднерифейская липарито-базальтовая формация западного склона Южного Урала .....	39
В.Г.Кориневский. О границах эвгеосинклинальной зоны западного склона Южного Урала .....	41
А.Г.Краснобаева, В.С.Вишнев, О.В.Баталова. Некоторые особенности геологического строения земной коры уральской геосинклинали в районе г. Нязепетровска (по электромагнитным данным) .....	42
В.Г.Кориневский, В.И.Свальнова. Принципиальные различия ордовикского и силурийского вулканизма на юге западного склона Урала .....	44

Г.М.Лобанова, А.Т.Зверев, А.В.Миловский. Субвулканические и экструзивные тела южной части Центрально-Уральского поднятия и связь с ними ртутного оруденения .....	46
И.А.Мудров, Б.И.Хворов. Габбро-плагиогранитная формация на западном склоне Южного Урала .....	47
В.И.Ленных, В.И.Петров. Гранулитовый метаморфизм и этапы диафтореза пород Тараташского комплекса .....	49
А.М.Пыстин. Метаморфизм и проблема возраста пород Александровского гнейсово-амфиболитового комплекса (западный склон Урала) .....	52
Ш.Н.Кац, Л.А.Генина. Региональный эпигенез осадочных отложений зилаирской серии на Южном Урале .....	54
Ш.Н.Кац, Л.А.Генина. Региональный метаморфизм горных пород Центрально-Уральского поднятия в пределах Башкирии .....	56
Ф.А.Курбацкая, А.М.Курбацкий. Докембрийские осадочные формации западного склона Северного и Среднего Урала и их металлогеническая специализация .....	58
А.М.Зильберман, Е.М.Чернышова, Ю.Н.Кичигин. Базальтоидные формации западного склона Среднего и Северного Урала .....	59
С.С.Щербин. Взаимоотношение разновозрастных гранитов с доордовикскими осадочно-метаморфическими породами в районе Мань-Хамбо на Припо-	

лярном Урале .....

- С.Г.Караченцев, В.Г.Вигорова, А.А.Краснобаев, А.И.Степанов. Радиологическое расчленение гранитоидов Приполярного Урала ..... 65
- И.Б.Попов, Б.Д.Аблизин. Силлы зеленокаменных диабазов г. Обрышки и связанное с ними титаномагнетитовое оруденение ..... 66
- Е.М.Чернышова, С.В.Младших, Л.И.Лядова. Долериты трапповой формации северной части Полюдовско-Колчимского поднятия ..... 67
- Ю.Д.Смирнов, Л.И.Лукьянова, А.Ф.Волынин. Ультраосновные и щелочно-базальтоидные магматические комплексы Урала ..... 69
- Б.К.Ушков, Н.А.Зуев, Е.М.Чернышова. О находке щелочно-ультраосновных пород на западном склоне Урала ..... 71
- О.К.Иванов. Новые данные по петрологии Сарановского хромитоносного пояса ..... 72
- Г.В.Симаков. О формационной принадлежности малых базитовых интрузий западного склона Северного Урала ..... 74
- Б.В.Клименко, А.М.Курбацкий. Региональный метаморфизм Центральной части Верхнепечерско-Исовского антиклинория ..... 76
- Л.Т.Белякова. Структурно-формационное районирование метаморфического пояса Севера Урала ..... 77

	Стр.
В. В. Баранов. Позднекембрийские формации Приполярного Урала .....	79
Б. А. Голдин, В. Н. Пучков. Венд-нижнепалеозойский вулканизм на севере Урала .....	81
А. И. Емидт. Основные черты вулканизма и сульфидного оруденения северо-западного склона Полярного Урала .....	83
Д. Е. Молдавандев, И. А. Петрова, Н. А. Румянцева, К. Л. Шмелева. Предистория вулканизма эвгеосинклинали варисцид Урала .....	84
Б. А. Голдин, В. И. Мизин. Щелочно-базальтовый вулканизм севера Урала .....	86
М. А. Маслов, Л. А. Костюкова. Схема сопоставления и краткое описание интрузивных комплексов Новой Земли, Пай-Хоя и западного склона Полярного и Приполярного Урала .....	88
О. В. Заборин. Структурно-фациальные факторы петрохимической зональности в диабазовых комплексах Пай-Хоя (Югорский п-ов) .....	92
Н. П. Юшкин, Б. А. Остащенко, В. А. Давыдов. Петрография и оруденение дифференцированных базальтоидных интрузий Центрального Пай-Хоя .....	94
Б. А. Остащенко. Особенности изменения составов моноклинических пироксенов из диабазов Центрального Пай-Хоя .....	96
В. Г. Вигорова. Условия образования и формационная принадлежность гранитоидов Приполярного Урала	97

	Стр.
Е. П. Калинин. О природе гранитообразования на Приполярном Урале .....	98
В. Н. Схотников, Т. А. Фомиченко. Зависимость между рудообразующей способностью и структурной позицией гранитоидов полярно-уральского ряда комплексов .....	101

## ЗАУРАЛЬЕ.

О. К. Ксенофонтов. Магматизм и металлогения Южного Зауралья .....	103
А. М. Захаров. Каледоно-варишский структурно-формационные зоны Тургайского прогиба .....	105
В. С. Дубинин. Особенности геологического развития, магматизм и металлогения южной части Восточно-Уральского и Зауральского поднятий .....	108
А. П. Бачин, В. С. Дербенев, Б. Е. Милецкий. Об офиолитовых поясах в Юго-Западном Тургае .....	110
В. П. Компанейцев. Сравнительная петрохимическая характеристика верхнепалеозойских вулканогенных комплексов Кустанайской и Куралинской структурно-формационных зон .....	112
М. И. Русинов, А. С. Прокофьев, А. К. Михайлов. Данные о геохимической специализации магматических комплексов Тургайского прогиба .....	114
Ю. Г. Фальков. Этапы эволюции базальтоидного магматизма в Тургайском прогибе .....	115

А.В.Филатов. Основные закономерности каменноугольного вулканизма Кустанайского прогиба . . . . .	118
А.В.Филатов. Экструзивные образования верхне - палеозойского возраста Валерьяновской зоны . . . . .	119
М.Л.Сахновский, Е.А.Мазина, И.А.Ногинова. Новый подход к использованию петрохимических данных при корреляции интрузивных комплексов . . . . .	121
Г.А.Костик. Гранитный магматизм и метаморфизм восточной части Мугоджар . . . . .	123
В.И.Федоров, В.М.Бирюков. Петрологические и геохимические особенности нелинейных гранитных интрузий Мугоджар . . . . .	125
Т.Г.Павлова. Связь метаморфизма и гранитизации со строением Восточно-Мугоджарского антиклиналя . . . . .	127
С.С.Карагодин. Новые данные о строении и возрасте Коценсайского гранитного массива в Северных Мугоджарах . . . . .	129
Р.А.Крылов, Л.И.Крылова. Закономерности геологического строения и химизма кайнотипных лав Туринской серии в Среднем Зауралье . . . . .	130
А.Е.Бекмухаметов, О.М.Чугуевская. Железородные формации Казахстанской части Урала . . . . .	132
Г.М.Тетерев. О генезисе Соколовско-Сарбайского интрузивного комплекса . . . . .	135

	Стр.
Г. М. Тетерев. Роль автометаморфизма в формировании Тургайских магнетитовых месторождений .....	136
Г. М. Тетерев. Магматизм и металлогения Валерьяновской структурно-фациальной зоны .....	137
А. Е. Бекмухаметов. Поаднемагматическое титано - магнетитовое оруденение различных интрузивных формаций Мугоджар и Тургайского прогиба, их особенности .....	139
М. И. Русиньев. Медно-порфировая формация Зауральской и Кустанайской структурно-фациальных зон ...	141
Е. И. Костеров, В. И. Чесноков. Петрохимическая и геохимическая характеристика магматических пород центральной части Денисовской структурно-фациальной зоны .....	144
С. С. Щербин, А. А. Богомол. Магматизм и меденосность Денисовской структурно-фациальной зоны ....	146
В. Н. Краснова, В. С. Репин. Использование палеомагнитных методов при расчленении и корреляции гранитоидов Орского Зауралья .....	149
М. И. Русинов. Краткая характеристика редкометального оруденения, связанного с верхнепалеозойскими гранитами Зауральского поднятия .....	152
Е. П. Смирнов. О корреляции гранитоидов Зауралья по признаку железистости .....	155
Л. М. Минкин. К вопросу об условиях образования Уральской палеозойской эвгеосинклинали ....	158
Сокращенные названия организаций .....	161

МАГМАТИЗМ, МЕТАМОРФИЗМ И ОРУДЕНЕНИЕ

В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ УРАЛА

I

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ. ЗАПАДНЫЙ СКЛОН. ЗАУРАЛЬЕ.

НС 15099 ПОДПИСАНО К ПЕЧАТИ 22/IV 1974 г.      ФОРМАТ 60x84 1/16  
ОБЪЕМ 11 ПЕЧ.Л.      ТИРАЖ 1000      ЗАКАЗ 746      ЦЕНА 72 КОП.

ЦЕХ № 4 ОБЪЕДИНЕНИЯ "ПОЛИГРАФИСТ",  
СВЕРДЛОВСК, УНИВЕРСИТЕТСКАЯ ПЛ., 9

ЦЕНА 72 КОП.

1256