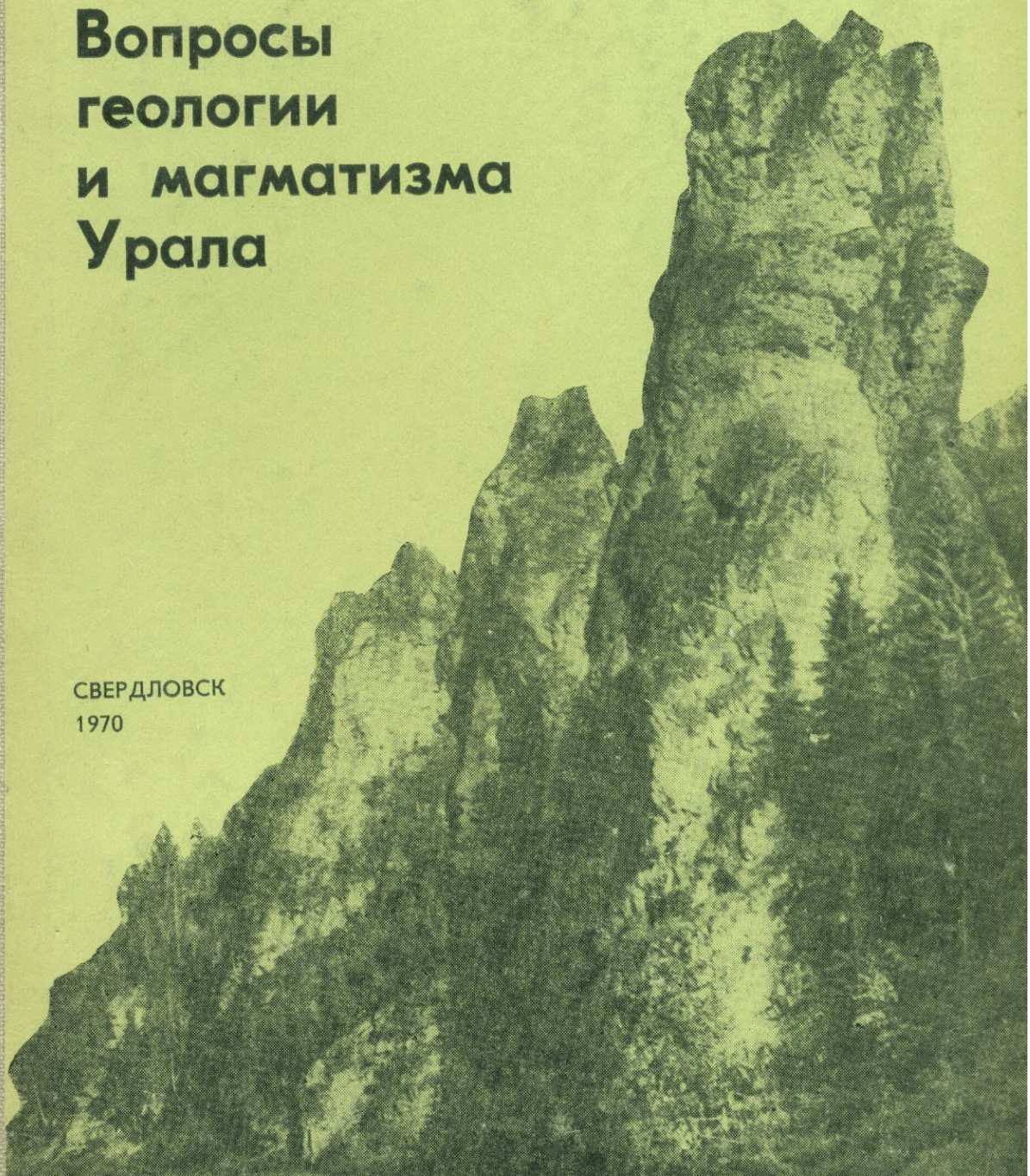


АКАДЕМИЯ НАУК СССР
УРАЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ

**Вопросы
геологии
и магматизма
Урала**

СВЕРДЛОВСК
1970



552.3

УДК 55(47.5)

ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ И МАГМАТИЗМА УРАЛА

ТРУДЫ ПЕРВОЙ УРАЛЬСКОЙ КОНФЕРЕНЦИИ
МОЛОДЫХ ГЕОЛОГОВ И ГЕОФИЗИКОВ

Апрель 1967 г.

70

СВЕРДЛОВСК
1970



Тематический сборник «Вопросы геологии и магматизма Урала» публикуется в соответствии с решением Первой уральской конференции молодых геологов и геофизиков. Конференция, посвященная пятидесятилетию Великого Октября, прошла в конце апреля в г. Свердловске. В ее работе приняли участие 365 человек — геологи, геофизики, геохимики и гидрогеологи, молодые производственники и ученые из различных районов Урала. В качестве гостей на конференции присутствовали посланцы Казахстана, Западной Сибири и центральных областей РСФСР.

Итоги конференции доказали необходимость периодического созыва подобных уральских конференций и впредь. В подготовке и проведении их молодые геологи и геофизики несомненно примут самое живое участие.

В настоящий сборник включены лишь отвечающие его тематике доклады по наиболее актуальным вопросам уральской геологии, содержащие новые, ранее не опубликованные данные.

*Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Уральского филиала АН СССР*

Ответ. редактор **С. Н. Иванов**

Редакционная коллегия: **Л. В. Анфимов** (зам. ответ. редактора), **М. С. Рапопорт** (зам. ответ. редактора), **Н. Я. Анцыгин**, **Н. С. Бородина** (секретарь), **К. К. Золов**, **А. В. Пуркин**, **Г. Б. Ферштатер**, **Б. И. Чувашов**



СВЕРДЛОВСК
1970

**СОПОСТАВЛЕНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ
ТИМАНА (ЧЕТЛАССКИЙ КАМЕНЬ) И ЗАПАДНОГО СКЛОНА
УРАЛА (ПОЛЮДОВСКОЕ ПОДНЯТИЕ)**

В. Г. ГЕЦЕН

Коми филиал АН СССР

Древние толщи Тимана и западного склона Среднего Урала формировались в пределах миогеосинклинальной зоны рифейской Тиманско-Уральской геосинклинали (Журавлев и Гафаров, 1959). Полюдовское поднятие и Четласский Камень представляют собой горст-антиклинальные блоки, сложенные сравнительно слабо измененными докембрийскими отложениями и выступающие в пределы внешней зоны миогеосинклинали.

В последнее время верхняя часть древних толщ западного склона Урала объединена Б. М. Келлером (1966), а также С. Н. Младших и Б. Д. Аблизиним (1967) в вендский комплекс. По данным этих авторов, вендский комплекс состоит из двух частей (серий), отложения которых значительно отличаются друг от друга. Верхняя часть представлена флишевой и молассовой толщей пород ашинской серии, нижняя — флишевыми отложениями серебрянской (Средний Урал) и чурочной (Полюдов кряж).

Досилурийские отложения Четласского Камня состоят из двух серий — четласской и аньюгской, опущенных по разлому на уровень карбонатной толщи быстринской свиты, соответствующей, по данным М. Е. Раабен, миньярской свите Южного Урала.

Рассмотрим основные разрезы додевонских отложений Четласского Камня и Полюдова кряжа (см. рисунок).

Полюдов кряж. На карбонатных породах низьвенской свиты здесь залегает мощная толща терригенных пород, известная под названием чурочной серии. Н. Г. Боровко, Г. Н. Келль и Ю. Д. Смирновым (1964) в составе чурочной серии выделены четыре свиты (снизу вверх): устьчурочная, среднечурочная, ильвовжская и кочешорская.

Устьчурочная свита состоит из серых переслаивающихся песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, преимущественно серой окраски с характерной флишеидной ритмичностью. В алевролитах и кварцито-песчаниках наблюдаются мелкие складки оползневого происхождения, знаки ряби и течения, мелкая косая слоистость. Мощность свиты 500—1000 м.

Среднечурочная свита состоит из углисто-глинистых темно-серых сланцев и песчаников с пачками алевролитов, содержащих рассеянный гравий и гальку. Мощность свиты около 500 м.

На отложениях среднечурочной свиты с размывом залегают серые, желтоватые и зеленоватые полевошпатово-кварцевые и кварцевые

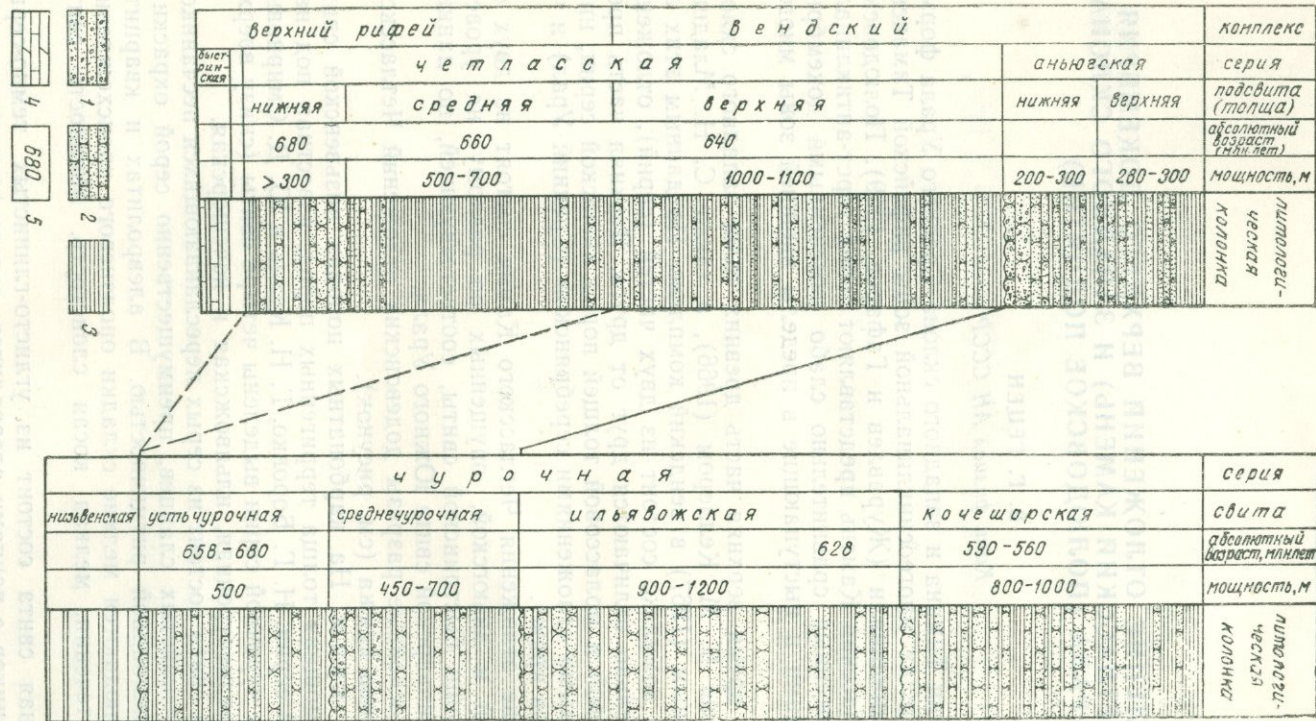


Рис. 1. Сопоставление верхней части древних толщ Среднего Тимана и Полудова кряжа (возможный вариант — положение быстринской свиты в разрезе остается неясным).

1 — гравелиты и конгломераты; 2 — песчаники и кварцито-песчаники; 3 — глинисто-серцитовые сланцы; 4 — известняки и доломиты; 5 — результаты определения абсолютного возраста пород: а — по Боровко, Кель и Смирнову (1964); б — по Наливкину (1962) и Ивенсену (1964).

песчаники ильвовожской свиты с косой слоистостью и волноприбойными знаками, свидетельствующими о мелководных условиях осадконакопления. В верхней части они переслаиваются с глинистыми сланцами и алевролитами. Мощность свиты 900—1200 м.

Разрез чурочной серии завершает кочешорская свита, породы которой лежат с размывом на нижележащих отложениях. Свита состоит из песчаников с толстоплитчатой и шаровидной отдельностью, с подчиненным количеством глинистых сланцев и алевролитов. Возраст отложений кочешорской свиты по глаукониту 590—560 млн. лет. Мощность свиты 800—1000 м.

Средний Тиман. На Четласском Камне Среднего Тимана отложения верхнего докембрия подразделены на две серии: четласскую и аньюгскую. Последняя соответствует верхней подсвите джежимской свиты по В. С. Журавлеву и М. И. Осадчуку (1963); четласская серия — светлинской, четласской и нижней подсвите джежимской свиты по В. С. Журавлеву и М. И. Осадчуку.

Четласская свита разделена на три подсвиты. Нижняя состоит из серых полевошпатово-кварцевых кварцито-песчаников с прослоями глинистых и алевроитовых сланцев. В песчаных породах слоистость преимущественно горизонтальная, редко косая. В глинистых и алевроитовых сланцах — горизонтальная и волнисто-горизонтальная. На плоскостях напластования наблюдается плоская волновая рябь и следы размыва. Тяжелая фракция пород состоит главным образом из бесцветного и слабоокрашенного циркона, в меньшем количестве присутствуют турмалин, рутил, ильменит, гематит. Мощность подсвиты 300—400 м.

Средняя толща сложена филлитизированными глинистыми и алевроитовыми сланцами с редкими прослоями гравелитов и алевроитистых кварцито-песчаников. Толща начинается пачкой редкогалечных гравелитов мощностью около 3 м. Сланцы толщи по составу кварцево-гидрослюдистые, кварцево-хлорито-серицитовые, карбонато-кварцево-серицитовые, графитизированные с призматическими порфиобластами лейкоксена. В глинисто-алевроитовых и алевроитовых сланцах кроме горизонтальной линейной слоистости часто наблюдаются волнистая, волнисто-линзовидная, линзовидная слоистости, характерные для прибрежно-морских отложений.

В смешанных пачках сланцев алевроитового и глинистого состава четко проявляется флишеподобная микроритмичность, обусловленная тонким чередованием слоев первоначально алевроитового и глинистого состава. Мощность слоев от 1—2 мм до 2—3 см. В основании трансгрессивных ритмов наблюдаются следы размыва, гиероглифы, отпечатки волновой ряби, плоская галечка нижележащих сланцев. Тяжелая фракция сланцев состоит из лейкоксена, анатаза, пирита, в меньших количествах присутствуют турмалин, рутил, гранат, циркон. Мощность толщи 600—700 м.

Верхняя толща сложена переслаивающимися сланцами глинистого и алевроитового состава и кварцито-песчаниками с редкими маломощными прослоями гравелитов и конгломератов. Кварцито-песчаники толщи мелкозернистые, крепкие, серой, темно-серой, реже зеленовато-серой окраски, аркозового и полевошпатово-кварцевого состава. Слоистость обычно горизонтальная, волнисто-горизонтальная, редко наблюдается косая слоистость. Алевролиты верхней толщи обладают темно-серой, серой, зеленовато-серой окраской. Слоистость горизонтальная, волнисто-горизонтальная, тонко- и толстолинзовиднослоистая, присутствуют также мелкие серии косых слоев. На плоскостях напластования на-

блюдаются следы волновой ряби и различные гиероглифы. Мощность верхней толщи 1000—1500 м.

Текстурно-структурные признаки и характер ритмичности пород четласской серии позволяют в какой-то мере восстановить условия образования пород свиты. Седиментация происходила в шельфовой зоне морского бассейна при наличии частых, небольших по амплитуде колебаний дна водоема. Ритмичность свиты имеет флишеоидный характер, в отложениях верхней толщи она ближе к ритмичности нижней терригенной молассы. Снос основной массы обломочного материала происходил со стороны Русской платформы.

Близость вещественного состава пород и их текстурно-структурных признаков (флишеподобная ритмичность отложений, складки оползания в алевритовых породах, присутствие гиероглифов и трещин усыхания на плоскостях напластования), наконец, данные по абсолютному возрасту этих отложений позволяют считать четласскую серию аналогом устьчурочной и среднечурочной свит Полюдова кряжа на Северном Урале.

А ньюгская серия. Породы ее залегают с размывом и угловым несогласием на различных горизонтах четласской свиты. В пределах Четласского Камня они имеют локальное распространение и за его пределами не описаны. Отложения аньюгской серии нами подразделены на две толщи.

Нижняя толща сложена светло-серыми, серыми, желтоватыми, розоватыми окварцованными песчаниками с пачкой гравелитов и конгломератов в основании. Гравелиты и конгломераты, залегающие в основании серии, обнажены на Аньюгском Гольце и по рекам Визинге, Верхней Пузле, Б. Россохе. Видимая мощность конгломератов 20 м. Гравелиты и кварцито-песчаники тесно связаны взаимопереходами с конгломератами. Кварцито-песчаники нижней толщи среднезернистые и разнотернистые, массивные. По составу кварцито-песчаники представлены олигомиктовыми, преимущественно кварцевыми и полевошпатово-кварцевыми разновидностями. Структура породы blastosammittovaya. Широко развиты структуры растворения под давлением (инкорпорационные, конформные), описанные А. В. Копелиовичем (1965). Микростигмолитовые поверхности не имеют широкого распространения. Кластический материал состоит из полуокатанных и окатанных зерен кварца (от 60 до 90%), пелитизированного полевого шпата, а также небольшого количества округленных обломочков сланца, халцедона, слюд, кварцито-песчаника, хлоритизированного вулканического стекла. Обломочные слюды представлены мусковитом, гидрослюдой и биотитом. Цемент кварцевый, глинисто-кварцевый, иногда карбонатный или железистый. Глинистый материал исследовался термическим и рентгеноструктурным анализом. Результаты изучения показали, что он представлен минералами группы гидрослюд.

Тяжелая фракция кварцито-песчаников состоит из окатанных зерен преимущественно окрашенного циркона, лейкоксена, ильменита, пирита, темно-красного, реже черного, рутила, полихромного и зеленовато-бурого турмалина. В незначительном количестве присутствуют: анатаз, брукит, эпидот, монацит.

Присутствие глинистого материала, слабое изменение обломочного биотита, структуры песчаных пород свидетельствуют, что отложения аньюгской свиты изменены лишь процессами начального и глубинного эпигенеза.

Грубообломочный характер осадков нижней толщи аньюгской серии, наблюдающиеся в обнажениях быстрые фациальные переходы (напри-

мер, гравелитов в песчаники) свидетельствуют о мелководности их условий образования. Мощность нижней толщи 200—300 м.

Породы верхней толщи аныюгской серии представлены в мульде синклинали, прослеживающейся по рекам Мезенской Пижме и Четласу и сложенной отложениями четласской серии и нижней толщи аныюгской. По р. Мезенской Пижме мощность верхней толщи аныюгской серии 280—300 м. Нижняя часть состоит из конгломератов и разнoзернистых буровато- и желтовато-серых песчаников. Песчаники обладают скорлуповатой шаровидной отдельностью. Слоистость толстая и средняя горизонтальная. Песчаники содержат прослой глинистых сланцев и алевролитов фиолетово-темно-серого и красно-серого цвета с обильными присыпками бесцветной слюды на плоскостях напластования. Среди них наблюдаются тонкие прослой (от 3 до 6 см) глинисто-сидеритовой породы с продолговатыми сидеритовыми конкрециями и прослой сланцев, состоящих из плоской глиняной галечки. Верхняя часть толщи состоит из преслаивающихся пачек окварцованных разнoзернистых песчаников со скорлуповатой отдельностью и песчаными сильно пиритизированными конкрециями темно-серых алевролитов и глинистых сланцев.

Для пород верхней толщи характерна горизонтальная, волнисто-горизонтальная слоистость и присутствие многочисленных признаков, указывающих на мелководность бассейна. На поверхности пластов наблюдаются следы волновой ряби и бугорчатость, характерные для мелководья. Отдельные прослой алевролитов с бугорчатыми поверхностями обладают тонкой полигональной трещиноватостью.

Формирование осадков аныюгской серии происходило в условиях мелководного, неоднократно пересыхавшего небольшого бассейна, по-видимому, при теплом климате. Мощность верхней толщи аныюгской свиты 280—300 м. В алевролитах свиты обнаружены остатки крупных водорослевых организмов кембрийского облика (Вологдин, Кочетков, 1966). По вещественному составу пород и их условиям образования отложения аныюгской серии обладают большим сходством с породами ильвовожской и кочешорской свит чурочной серии Северного Урала и, вероятно, являются их возрастными аналогами. Слабая степень вторичного изменения отложений аныюгской серии не допускает предположения В. С. Журавлева и М. И. Осадчука (1963) о том, что они перекрывались мощной толщей осадков быстринской и кислоручейской свит (около 8 км).

Полученные данные позволяют предполагать широкое распространение аналогов вендских отложений Урала на Тимане.

ЛИТЕРАТУРА

- Боровко Н. Г., Келль Г. Н. и Смирнов Ю. Д. Стратиграфия, условия образования и алмазность отложений чурочной свиты (Северный Урал).— Труды ВСЕГЕИ, 1964, т. 119.
- Вологдин А. Г., Кочетков О. С. О находке гигантских сифоней на Среднем Тимане.— Докл. АН СССР, 1966, т. 164, № 4.
- Журавлев В. С., Гафаров Р. А. Схема тектоники северо-востока Русской платформы.— Докл. АН СССР, 1959, т. 128, № 5.
- Журавлев В. С. и Осадчук М. И. Тиманский кряж и полуостров Канин.— Стратиграфия СССР, т. 2. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Келлер Б. М. Вендский комплекс Урала.— Сов. геология, 1966, № 5.
- Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы.— Труды ГИН АН СССР, 1965, вып. 121.
- Младших С. Н., Аблизин Б. Д. Стратиграфия верхнего докембрия западного склона Среднего Урала.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, № 2.
- Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала.— Избранные труды, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1964.

СТРАТИГРАФИЯ ПОДЗИГАЛЬГИНСКИХ МАТЕМОРФИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ МАЯРДАКСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ ЮЖНОГО УРАЛА

П. Н. ШВЕЦОВ, О. С. БОГАТЫРЕВ, Н. О. РЕШЕТНИКОВ

Башкирское территориальное геологическое управление

К западу и к северу от г. Белорецка развиты метаморфические образования, стратиграфическое положение которых в сводном разрезе верхнепротерозойских отложений Южного Урала трактуется неоднозначно, а существующие схемы носят противоречивый характер.

С 1962 г. Башкирским территориальным геологическим управлением в этом районе с участием авторов статьи проводились крупномасштабные геологосъемочные работы, в результате которых получен ряд новых фактов, уточняющих существовавшие ранее представления об указанных образованиях, выделенных Д. Г. Ожигановым (1964) под названием белорецкого комплекса¹. А. И. Иванов в 1960 г. подразделил метаморфические породы на сюрюньзакский комплекс и юрматинскую серию.

Противоречия этих двух схем исходят из различного представления авторов о положении кварцитов, слагающих ряд наиболее высоких вершин хр. Маярдак (Яндык) (горы Кирель и Малиновая). Причем оба автора при обосновании своих стратиграфических схем ссылаются на характер залегания кварцитов на хр. Яндык, обнажающихся в южном окончании хребта в выемке узкоколейной железной дороги в виде двух грядовых выходов, разделенных кристаллическими сланцами. Падение кварцитов на юго-восток по азимуту 100—120° под углом 30—35°.

Д. Г. Ожиганов считает эти два выхода одним стратиграфическим горизонтом, залегающим в крыльях запрокинутой на запад антиклинальной складки, в ядре которой обнажаются упомянутые выше сланцы (яндыкская свита). Соответственно, к западу и к востоку от хр. Яндык, по его мнению, наблюдается наращивание разреза (азикеевская и сюрюньзакская свиты).

А. И. Иванов считает, что кварциты здесь имеют нормальное залегание и слагают восточное крыло расположенной западнее антиклинали.

Кварциты большинством исследователей, за исключением Д. Г. Ожиганова, относятся к зигальгинской свите. В соответствии с этим А. И. Иванов к западу от хр. Яндык по р. Б. Сюрюньзак выделил подзигальгинские образования (сюрюньзакский комплекс), которые подразделяются им на три свиты — кызылташскую, аюсапканскую и белетарскую, а к востоку — отложения юрматинской серии.

Новые данные по геологическому строению Маярдакского антиклинория сводятся к следующему:

¹ В статье рассматривается стратиграфия лишь западной полосы развития этого комплекса.

1. Кварциты на хр. Яндык слагают сложно построенную синклиналичную структуру, в ядре которой залегают отложения зигальгинской и зигазино-комаровской свит. Северное центриклинальное замыкание структуры хорошо обнажено в осевой части хребта западнее дер. Азикеево. Восточное крыло структуры здесь пологое ($10-20^\circ$), а западное крутое ($60-70^\circ$) и запрокинуто на восток. Структура погружается на юг, и на широте дер. Азналкино ядро ее сложено графитистыми сланцами зигазино-комаровской свиты, а восточное крыло оборвано Яндыкским сбросом.

2. Восточнее этого сброса по водоразделу рек Буганака и Нуры южнее широты гор Кирель и Малиновая развиты подзигальгинские образования, разрез которых аналогичен разрезу западного склона хр. Яндык (кызылташская, аюсапканская и белетарская свиты).

3. Подзигальгинские метаморфические образования имеют более широкое распространение, чем это было показано на ранее составленных картах. Они слагают крупную сложно построенную структуру (Маярдакский антиклинорий), осложненную рядом пликативных структур более высоких порядков и разрывными нарушениями. Метаморфические образования Маярдакского антиклинория на севере и западе погружаются под отложения юрматинской серии или контактируют с ними по разрывным нарушениям.

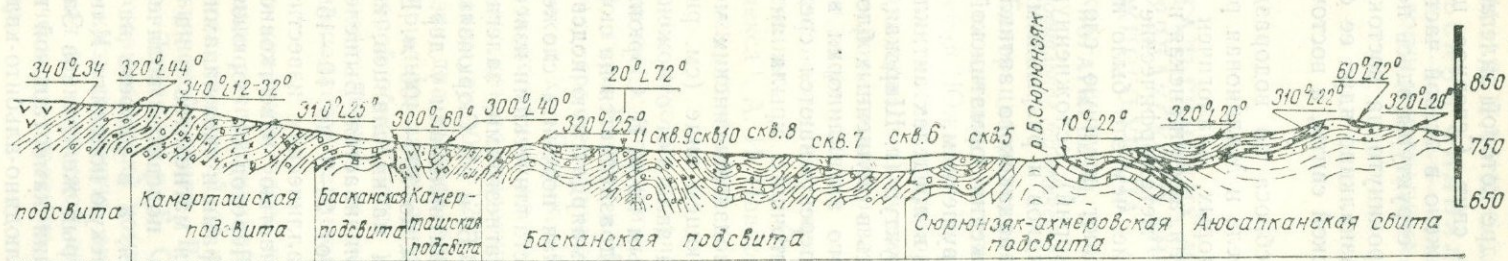
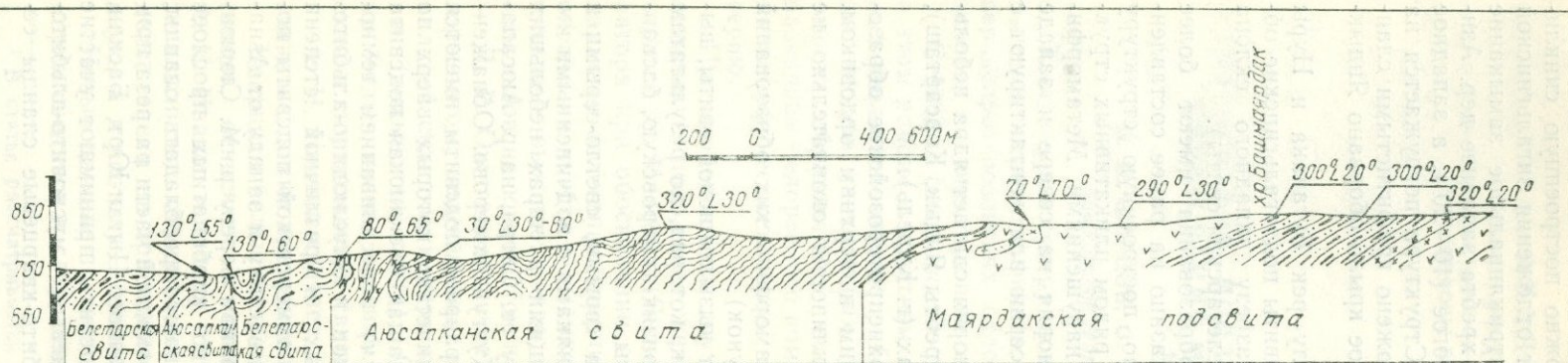
Зигальгинская свита в пределах антиклинория слагает ядра небольших синклиналичных структур (г. Широкая, хребты Яндык, Корсарташ), местами она сохранилась в опущенных блоках (г. Кирель).

На юге Маярдакского антиклинория верхнепротерозойские образования трансгрессивно перекрываются средним и верхним ордовиком. Вопрос о строении восточного крыла антиклинория окончательно не решен.

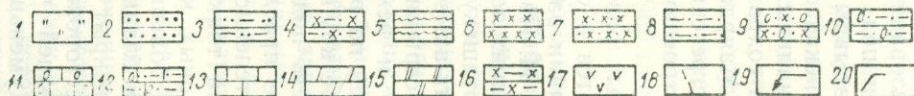
4. Сводный разрез подзигальгинских метаморфических образований представляется в следующем виде (см. рисунок).

В основании разреза залегают отложения кызылташской свиты, выделенной А. И. Ивановым по р. Б. Сюрюзяк, которая, по результатам работ последних лет, подразделяется на сюрюзяк-ахмеровскую, басканскую, камерташскую и маярдакскую подсвиты.

Сюрюзяк-ахмеровская подсвита сложена серыми, светло-серыми и реже темно-серыми кристаллическими известняками с подчиненными им доломитами и реже магнезитами, залегающими в ядрах небольших антиклиналей по рекам Б. и М. Сюрюзяк, у ст. Сатра, на р. Аюсапдан и в ядре крупной антиклинали у дер. Кузгун-Ахмерово. Обнаженная мощность подсвиты до 300—400 м. В разрезе подсвиты имеются подчиненные прослои и пачки сланцев, количество которых вверх по разрезу постепенно увеличивается. Вышележащая басканская подсвита представлена тонким (от 2—3 до 10—15 см) переслаиванием темно-серых и черных кристаллических известняков и двуслюдяно-альбитокварцевых, большей частью известковистых, в различной степени графитистых сланцев. Переход от сюрюзяк-ахмеровской подсвиты постепенный, вскрыт шурфами и скважинами к востоку и западу от Азналинского месторождения магнезитов и на правом берегу р. М. Сюрюзяк. К верхней части подсвиты количество карбонатных прослоев постепенно уменьшается, а в разрезе начинают преобладать сланцы, выделенные в камерташскую подсвиту. К переходной части разреза приурочены проявления бурых железняков Заречное, Цыган-Юрт, Баскан, Рудная гора. В сложении камерташской подсвиты принимают участие преимущественно двуслюдяно-альбитокварцевые, мусковито-альбитокварцевые, хлорито-кварцевые, гранато-альбитокварцевые сланцы се-



Условные обозначения:



Разрез подзигальгинских метаморфических образований Майрдакского антиклинория Южного Урала. Масштаб 1 : 20 000.

1 — образования коры выветривания; 2 — кварциты, кварцито-песчаники, 3 — графитовые, графито-кварцевые, 4 — мусковито-хлорито-кварцевые сланцы; 5 — филлиты; 6—12 — сланцы: 6 — хлоритовые, 7 — хлорито-кварцевые, 8 — мусковито-кварцевые, 9 — хлорито-полевошпатовые, 10 — слюдяно-полевошпатово-кварцевые, 11 — полевошпатово-карбонатные, 12 — слюдяно-полевошпатово-кварцево-карбонатные; 13 — известняки кристаллические; 14 — доломиты; 15 — магнетиты; 16 — хлоритовые оталькованные сланцы, графитистые; 17 — амфиболиты (дайки); 18 — дизъюнктивные нарушения; 19, 20 — элементы залегания слоистости, сланцеватости.

рого и зеленовато-серого цвета, широко развитые в бассейнах рек Б. и М. Сюрюнзяк, Яндык, Буганак и др. В отличие от басканской подсвиты, карбонатный и графитовый материал в сланцах отсутствует, карбонатные породы встречаются лишь в виде единичных прослоев небольшой мощности. Мощность подсвиты 200—270 м.

Маярдакская подсвита сложена черными и темно-серыми графитовыми, графито-кварцевыми, графито-альбито-кварцевыми сланцами с редкими маломощными прослоями серых и желтовато-серых кварцитов. Переход от камерташской подсвиты постепенный и выражен вначале появлением графитового материала в сланцах верхней части разреза камерташской подсвиты с последующим переходом в существенно графитовые разности сланцев маярдакской подсвиты. Одновременно уменьшается количество слюды и альбита. Указанный характер перехода наблюдается на левом берегу р. Нуры, в 0,6 км выше Белорецкого лесхоза и вскрыт скважинами и шурфами на хр. Башмаярдак.

Отложения маярдакской подсвиты развиты в западном крыле Маярдакского антиклинория, в восточном они большей частью размыты или трансгрессивно перекрыты аюсапканской свитой. Мощность маярдакской подсвиты от 0 до 550 м.

Аюсапканская свита залегает трансгрессивно, местами с глубоким размывом на различных подсвитах (до сюрюнзякской включительно) кызылташской свиты и знаменует собой новый цикл осадконакопления.

В основании свиты на хр. Башмаярдак залегают метаморфизованные конгломераты, в которых сильно сплюснутая по сланцеватости галька размером до 2—3 см представлена амфиболитами, а цемент — слюдисто-кварцевыми сланцами. По левому берегу р. Б. Сюрюнзяка конгломератов в основании не наблюдается. В скв. 12 по западному склону хр. Яндык в его северном окончании отложения аюсапканской свиты залегают на кристаллических известняках сюрюнзяк-ахмеровской подсвиты.

Аюсапканская свита представлена очень характерным, легко отличимым от других свит комплексом пород. Это преимущественно желтоватые и зеленоватые кварцитовидные мусковито-кварцевые сланцы, светло-серые слюдистые сланцеватые кварциты в южной и северной частях Маярдакского антиклинория, и зеленовато-серые мусковито-кварцевые и мусковито-хлорито-кварцевые сланцы, филлиты с редкими прослоями и линзами зеленовато- и светло-серых кварцитов и разногальчатых конгломератов на западном крыле структуры. Последние обнажаются на гребне в 150 м западнее пос. Маярдак в виде прослоев мощностью от 0,3 до 2,5 м. Галька конгломератов размером до 10 см состоит из зеленовато-серых, светло- и желтовато-серых кварцитов и кварца, цемент представлен мусковито-хлорито-кварцевыми сланцами.

Различия в составе свиты обусловлены неодинаковыми условиями накопления в западной части, с одной стороны, и в южной и восточной, с другой. Выражены они в увеличении размерности первично осадочного материала от филлитов до кварцитов. Зеленый цвет филлитов, возможно, обусловлен присутствием туфогенного материала. Мощность аюсапканской свиты достигает 600 м на западе и уменьшается до 150 м на востоке.

На породах аюсапканской свиты, согласно с постепенным переходом, выражающимся в появлении и последующем увеличении графитистого материала, залегают сланцы белетарской свиты: графитовые, графито-кварцевые, иногда содержащие хлоритоид, с редкими маломощными прослоями серых кварцитов. Контакт с аюсапканской свитой вскрыт в двух точках горными выработками на водоразделе рек

Б. Инзер — Б. Сюрюнзяк. В зоне контакта породы смяты в мелкие изоклинальные и лежащие складки.

Приведенный разрез, помимо изучения отдельных частных разрезов, вскрыт профилем горных выработок на протяжении 10 км от верховьев ручья Грязного до хр. Аурсяк. Контакты всех выделенных стратиграфических подразделений вскрыты горными выработками.

Вопрос о соотношении зигальгинской свиты с подстилающими образованиями однозначно не решен. Нами на водоразделе р. Куязы-ручья Яньюрта в двух местах вскрыт контакт кварцитов зигальгинской свиты с подстилающими сланцами (на хр. Аурсяк и в 0,7 км восточнее его). В обоих случаях и кварциты, и залегающие ниже их по падению сланцы падают по азимуту $285-310^\circ$ с углами от 20 до 55° . Переход от сланцев к белым кварцитам постепенный через горизонт серых графитистых кварцитов мощностью от $0,2$ до 10 км. Кроме того, по данным А. Ф. Ротаря и Б. В. Чувилина, на г. Яман-Тау наблюдается постепенный переход от машакской свиты к зигальгинской.

Это обстоятельство, а также другие факты (сходство литологического состава первично осадочных пород, наличие циклов седиментации) позволяют провести сопоставление аюсапканской и белетарской свит Маярдского антиклинария, как это делает А. И. Иванов, с машакской свитой Яман-Тауского антиклинария. Тем более их отложению в обеих структурах предшествовал крупный перерыв и перекрываются они зигальгинской свитой.

Кызылташская свита, по-видимому, соответствует бурзянской серии.

ЛИТЕРАТУРА

Ожиганов Д. Г. Белорецкий комплекс западного склона Южного Урала.— Геология СССР, т. XIII, ч. I. М., «Недра», 1964.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МАШАКСКОЙ СВИТЫ В РАЗРЕЗЕ ДРЕВНИХ СВИТ ЮЖНОГО УРАЛА

Б. В. ЧУВИЛИН, А. Ф. РОТАРЬ

Башкирское территориальное геологическое управление

Машакская свита была впервые выделена А. И. Ивановым (1937) на хр. Машак, в центральной части антиклинория Яман-Тау, ниже зигальгинской свиты и подразделена им на три подсвиты: ерикташскую, шакитарскую и кувышскую. К. А. Львов в 1939 г. выделил почти одновременно ту же свиту южнее, на хр. Шатак, под названием шатакской.

Свита представлена филлитами, песчаниками, сланцами, конгломератами, зеленокаменными основными эффузивами основного, реже кислого состава. В восточной части Бакальского и западной Златоустовского районов М. И. Гарань (1959) аналогом машакской свиты считает выделенную им кувашскую, которая состоит из метаморфизованных основных эффузивов (амфиболиты, эпидото-хлоритовые сланцы и другие), альбитофиров, порфиroidных и слюдисто-кварцевых сланцев.

Геологосъемочными работами масштаба 1:50 000 в 1965—1966 гг. в районе г. Яман-Тау и южного окончания хр. Машак машакская свита расчленена на восемь толщ. Первые шесть по литологическому составу, вероятно, соответствуют ерикташской подсвите, седьмая — шакитарской подсвите, а восьмая — кувышской. Ниже приводим краткую характеристику выделенных толщ.

Первая толща сложена альбитофирами, дацитовыми порфирирами, их туфами и туфобрекчиями. Мощность ее 150 м.

Вторая толща состоит из основных эффузивов, с прослоями кварцито-песчаников, серых неравномерно эпидотизированных с кавернами, заполненными бурыми гидроокислами железа, и плотных пород, являющихся, вероятно, продуктом метаморфизма кремнистых туффигов. Мощность 150—200 м.

Третья толща сложена (снизу вверх) филлитами, алевритисто-филлитовыми и углистыми сланцами, алевrolитами, песчаниками и конгломератами. Сланцы и филлиты темно-серые или черные, по составу кварцево-хлоритовые и кварцево-углистые с примесью серицита. Микрослоистость, наблюдаемая в сланцах, обусловлена различным содержанием углистого вещества или различным соотношением кварца и серицита с хлоритом. Песчаники толстослоистые, серые, иногда с голубоватым, розоватым, фиолетовым или зеленоватым оттенком, средне- и крупнозернистые. Состоят из зерен кварца, сцементированных серицитом, хлоритом, мелкими зернами кварца и регенерированным кварцем, иногда гидроокислами железа.

Конгломераты крупногалечные с галькой кварцито-песчаников светло-серых. Цемент полимиктовый. Мощность 200 м.

Четвертая толща представлена зеленокаменными основными эффузивами, аналогичными описанным во второй толще, и их туфами. Переход эффузивов к туфам постепенный. Снизу вверх наблюдается увеличение туфового материала. Туфы темно-серого цвета с фиолетовым оттенком, слоистые. Мощность 50—100 м.

Пятая толща слагается конгломератами, кварцито-песчаниками, филлитовидными сланцами. В нижней части конгломераты с галькой и валунами до 0,5 м кварцито-песчаников серых, темно-серых, иногда с фиолетовым оттенком, с серицито-кварцевым цементом. Кварцито-песчаники серые, голубовато-серые, косослоистые. Сланцы темно-серые до черноты, тонкослоистые. Мощность 200 м.

Шестая толща сложена основными эффузивами, в верхах разреза — породами туфогенного происхождения. Эффузивы не отличаются от описанных во второй и четвертой толщах. Пачка туфогенных пород представлена туфосланцами и туфопесчаниками. Мощность 100 м.

Седьмая толща. На размытой поверхности шестой толщи залегают конгломераты седьмой толщи (горы Машак, Шакитар). Галька представлена кварцито-песчаниками серыми, темно-серыми, зеленовато-серыми, зелеными туфопесчаниками и диабазами. Цемент серовато-зеленоватый полимиктовый с продуктами перемыва нижележащей эффузивно-туфовой толщи. На конгломератах залегают кварцито-песчаники с прослоями алевролитов и филлитов. Кварцито-песчаники серые с зеленым и голубоватым оттенком, от мелко до крупнозернистые, косослоистые. Толща хорошо обнажается на горах Машак и Шакитар. Мощность 100—150 м.

Контакт седьмой толщи с вышележащей терригенно-эффузивной не наблюдается.

Восьмая толща очень слабо обнажена, вследствие чего разрез ее изучен плохо. По имеющимся данным, верхняя толща машакской свиты сложена алевролитами и филлитами с прослоями кварцито-песчаников. В верхах толщи присутствуют эффузивы и их туфы. Мощность 200—250 м.

В нижней части машакской свиты в 1965 г. выявлены Кузелгинское и Казавдинское сульфидные проявления, приуроченные к контакту альбитофиринов и диабазов вблизи тектонического нарушения. Оруденение, как правило, приурочено к сильно метаморфизованным альбитофирам и диабазам, превращенным в кварцево-серицитовые породы, пронизанным кварцево-кальцитовыми прожилками, в зальбандах которых часто наблюдается слабая сульфидная пирит-борнит-халькопиритовая минерализация.

По вопросу о стратиграфическом положении машакской свиты и соотношении ее с перекрывающимися свитами в настоящее время среди исследователей нет единого мнения. Большинство исследователей (А. И. Иванов, К. А. Львов, М. И. Гарань) считают, что машакская (кувашская) свита на хребтах Машак, Шатак и в Бакало-Златоустовском районе налегает с размывом и резким угловым несогласием на породах юшинской свиты и перекрывается породами зигальгинской свиты. Соотношение машакской свиты с юшинской никем не оспаривается. Контакт этих свит непосредственно виден в северной части Яман-Тауского антиклинория и в ряде обнажений на реках М. Катаве и Б. и М. Казавде.

Особенно хорошо взаимоотношение наблюдается на правом берегу р. М. Катава, где на смятые в складки песчаники юшинской свиты налегают базальные конгломераты машакской свиты. А. И. Иванов (1949) отмечает такое же соотношение между этими свитами и в южной части антиклинория, в хр. Шатак.

М. Е. Раабен (1957) предложила вообще исключить эту свиту из подзигальгинского комплекса и параллелизовать ее с нижнеордовикской свитой (тельпосской) более северных районов Урала.

По вопросу о соотношении машакской свиты с зигальгинской у А. И. Иванова, М. Е. Раабен и М. И. Гараня существуют различные точки зрения. А. И. Иванов утверждает, что зигальгинская свита залегает на машакской с перерывом и стратиграфическим несогласием. Непосредственного контакта не наблюдается, однако, о более высоком стратиграфическом положении зигальгинской свиты по отношению к машакской можно судить по распространению этих свит в хребтах Машак и Яман-Тау. Здесь машакская свита моноклинально падает под зигальгинскую. Обратное соотношение свит, например, в хр. Ерик-Таш, в котором зигальгинская свита падает как будто под машакскую, А. И. Иванов объясняет тектоникой.

М. И. Гарань (1959) считает, что в южной части Бакальско-Тараташского (Бакальский район) и западной части Яман-Тауского поднятия зигальгинские кварциты налегают с размывом (с конгломератами в основании) на отложения бакальской (юшинской) свиты. В области восточных частей прогиба (хребты Уреньга, Кургуш, Ягодный, Таганай, Иремель, Аваляк, Малиновая, Ялангас, Яман-Тау) зигальгинские кварциты ложатся на отложения машакской свиты без перерыва и размыва.

Работами Яман-Тауской геологосъемочной партии масштаба 1 : 50 000 в районе г. Яман-Тау и южном окончании хр. Машак в 1965—1966 гг. подтверждается концепция М. И. Гараня. В процессе проведения работ на западном склоне г. Яман-Тау автором детально описан разрез, где наблюдается постепенный переход от машакской к зигальгинской свите (см. рисунок). В подошве склона залегает пачка туфосланцев серо-зеленого и фиолетового цвета, в нижней части — с редкими прослоями кварцито-песчаников светло-серого цвета мощностью от 0,1 до 0,5 м. Вверх по разрезу количество и мощность прослоев кварцито-песчаников увеличивается, а туфосланцев — уменьшается, и далее туфосланцы из разреза исчезают и сменяются однородной толщей кварцито-песчаников светло-серого цвета. Пачка туфосланцев серо-зеленого и фиолетового цвета венчает разрез машакской свиты. Видимая мощность этой пачки на западном склоне г. Яман-Тау в обнажении около 80 м.

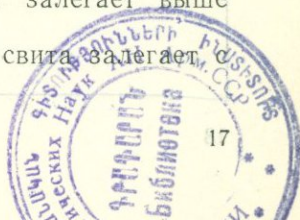
Аналогичные туфосланцы серо-зеленого и фиолетового цветов наблюдались в горных выработках, вблизи контакта нижней подсвиты зигальгинской свиты по западному склону хр. Машак (в его южном окончании) на расстоянии 4—5 км.

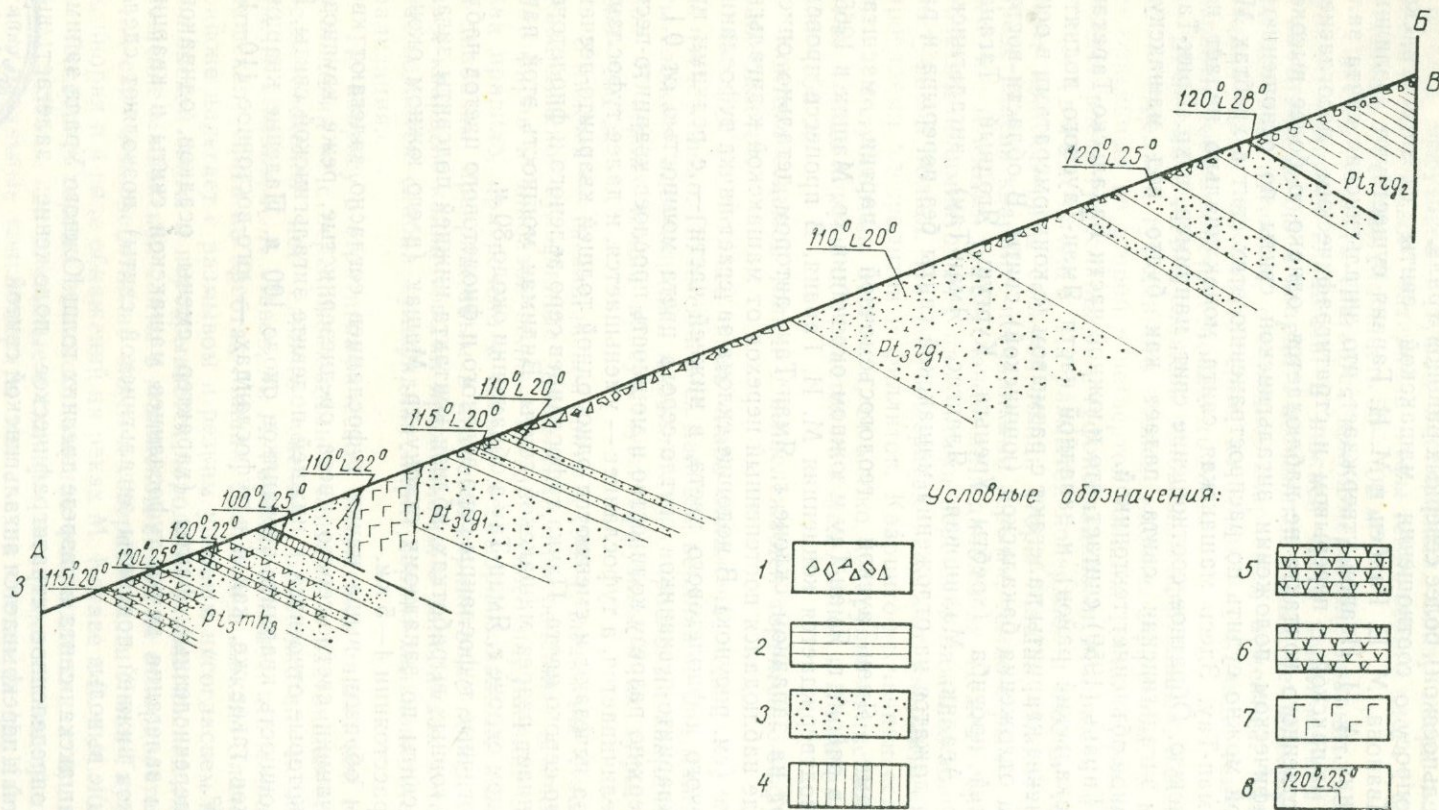
Таким образом, выше пачки туфосланцев согласно залегают кварцито-песчаники светло-серого цвета среднезернистые, реже крупнозернистые, которые относятся к нижней подсвите зигальгинской свиты. Видимая мощность кварцито-песчаников около 100 м. Падение кварцито-песчаников такое же, как и в туфосланцах — юго-восточное $110-120^\circ / 22-25^\circ$.

Все перечисленные факты (характер смены осадков, одинаковые элементы залегания пачки туфосланцев машакской свиты и кварцито-песчаников нижней подсвиты зигальгинской свиты) позволяют сделать следующие выводы:

1. Машакская свита в разрезе древних толщ Южного Урала занимает вполне определенное стратиграфическое положение: залегает выше юшинской и перекрывается зигальгинской свитой.

2. На подстилающей юшинской свите машакская свита залегает с размывом и резким угловым несогласием.





Геологический разрез. Масштаб 1 : 3000.

1 — осыпи кварцито-песчаников; 2 — сланцы углисто-глинистые, хлоритондные; 3 — кварцито-песчаники; 4 — кварцито-песчаники, мелкозернистые; 5 — туфосланцы фиолетового цвета; 6 — туфосланцы серо-зеленого цвета; 7 — габбро-диабазы; 8 — элементы залегания.

3. С перекрывающей зигальгинской свитой машакская свита связана постепенными переходами и, следовательно, должна быть отнесена к юрматинской серии.

4. К нижней части машакской свиты (к контакту альбитофиров и диабазов) приурочены сульфидные рудопроявления — Кузелгинское и Казавдинское.

ЛИТЕРАТУРА

- Гарань М. И. Протерозой и нижний палеозой Южного Урала.— Труды Горно-геол. ин-та Урал. фил. АН СССР, 1959, вып. 32.
- Иванов А. И. К стратиграфии и древнему орогенезу западного склона Южного Урала.— Труды Башкирского геологического треста, 1937, вып. 7.
- Иванов А. И. Обоснование стратиграфического разреза древних свит западного склона Южного Урала.— Бюлл. МОИП, 1949, т. 24, вып. 5.
- Раабен М. Е. К вопросу о стратиграфическом положении машакской свиты Южного Урала.— Докл. АН СССР, 1967, т. 117, № 6.

ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ТРИЛОБИТОВ И БРАХИПОД В ОРДОВИКЕ УРАЛА

Н. Я. АНЦЫГИН, Н. Ф. ПЕТРОВ

Уральское территориальное геологическое управление

История изучения стратиграфии и фауны ордовика Урала подробно изложена в работах К. А. Львова (1957), В. В. Маркина (1960), С. Н. Краузе и В. А. Маслова (1961), и нет нужды ее повторять. Необходимо отметить, что описанием трилобитов и брахиопод из уральского ордовика занимались Н. Н. Иорданский (1928), В. Н. Вебер (1930, 1948), Е. В. Лермонтова (1933), А. Н. Иванов и Е. И. Мягкова (1950, 1955), Е. А. Балашова (1961), О. Н. Андреева (1960).

Палеонтолого-стратиграфические исследования по ордовику, планомерно проводимые Уральским территориальным геологическим управлением (с 1959 г.), показали, что в Уральском бассейне в ордовикском периоде развивалась богатая и разнообразная фауна. В раннем ордовике преобладали трилобиты и брахиоподы, в позднем и частично в среднем существенную роль, наряду с ними, стали играть криноидеи, табуляты, ругозы и строматопороидеи.

Изучение трилобитов и брахиопод позволило авторам выделить ряд комплексов, сменявших друг друга во времени. Комплексы отвечают естественным этапам в развитии фауны и могут служить основой для разработки унифицированной стратиграфической схемы ордовикских отложений Урала. Объемы отделов и ярусов авторами понимаются в соответствии с Решением МСК (1963) и унифицированной стратиграфической схемой ордовика Русской платформы (Решения . . . , 1965).

В развитии трилобитов и брахиопод намечаются два крупных этапа. Ранний этап соответствует раннеордовикской эпохе, а поздний — средне-позднеордовикским эпохам вместе взятым (табл. 1; 2).

Раннеордовикский этап подразделяется на тремадокский и аренигский подэтапы.

В тремадокском подэтапе намечаются четыре комплекса фауны. Первый (нижний) комплекс характеризуется трилобитами *Kainella*, *Uromystrum*, *Hystericurus* и брахиоподами — *Billingsella* (?), *Alimbella*, *Imbricatia*, *Tritoechia*, *Obolus* и *Lingulella*. Второй комплекс представлен многочисленными видами беззамковых брахиопод *Obolus* и *Lingulella*. В третий комплекс входят трилобиты *Alimbetaspis*, *Dikelocephalina*, *Saltaspis*, *Jujuaspis*, а также брахиоподы *Siphonotreta*, *Schizambon*, *Dictyonia* (?), *Acrothyra* (?), *Tritoechia*, *Medessia*, *Altorthis* и редкие представители *Lingulella*. Четвертый комплекс состоит из разнообразных трилобитов — *Ceratopyge*, *Niobe*, *Apatokephalus*, *Geragnostus*, *Schumardia* и других и многочисленных *Acrothyra* (?), *Archaeorthis* (?), *Elcania*.

Отложения с фауной нижних двух комплексов раннего тремадока широко развиты на западном склоне Южного Урала (г. Тырман-Тау, реки Хмелевка,

Алимбет, Ак-Булак-Сай и другие) и известны в разрезе р. Кози на Среднем Урале. Они могут быть сопоставлены с диктионемовыми и оболловыми слоями Прибалтики, Скандинавии, тренисской формации Чехословакии и их стратиграфическими аналогами в других регионах (кендыктасский горизонт Казахстана, добринский горизонт Саяно-Алтайской области, гасконеид Сев. Америки). Перечисленные стратиграфические подразделения отвечают зоне *Dictyonema flabelliforme* s. 1.

Породы, включающие остатки фауны третьего и четвертого комплексов, обнаружены в разрезе р. Алимбет, г. Тырман-Тау, р. Блявы, лога Ак-Булак-Сай на Южном Урале и в разрезе р. Паги на Полярном Урале. Эти отложения хорошо коррелируются с цератопигиевыми слоями Скандинавии, формацией Милина Чехословакии, соколийским горизонтом Пай-Хоя и Новой Земли и другими подразделениями, являющимися стратиграфическими аналогами зоны *Bryograptus*.

В аренигском подэтапе пока может быть выделен один комплекс фауны *Kawina*, *Cyrtometopus*, *Pseudosphaerexochus*, *Metopolichas*, *Pliomera*, *Platyllaenus*, *Prantlina*, *Orthis*, *Orthambonites*, *Productorthis*, *Porambonites*, *Mesonomia*, *Elcania*, *Siphonotreta* и многие другие. Отложения, вмещающие остатки приведенной фауны, встречены в Каракуль-Михайловском и Кос-Истекском районах западного склона Южного Урала.

В это же время на восточном склоне Урала (Брединский район) в иных физико-географических условиях процветала несколько отличная фауна, содержащая представителей Атлантической и Тихоокеанской провинций. Из трилобитов широко развиты *Pterygometopus*, *Cybele*, *Ptychopyge*, *Huystricurus* (?), из брахиопод — *Lycophoria*, *Orthis*, *Cyrtonotella* (?), *Ranorthis*, *Paurorthis*, *Hesperonomia*, *Finkelnburgia*, *Pomatotrema*, *Tritoecchia*. Отложения с приведенными комплексами фауны сопоставляются с кундскими и волховскими слоями Прибалтики, формацией бикмантаун Сев. Америки.

Очень характерно, что трилобиты и частично брахиоподы тремадокского подэтапа в значительной мере еще сохранили особенности, которые им были свойственны в кембрии. Многие отмеченные здесь роды являются последними представителями кембрийских семейств *Agnostidae*, *Dikelocephalidae*, *Soleopleuroidea*, *Ceratopygidae*, *Olenidae*, *Huystricuridae*. Одновременно с ними появляются древние роды вновь возникших семейств, которые наибольшее развитие получили в аренигском подэтапе.

Раннеордовикский этап в развитии фауны на Урале заканчивается, как и на Русской платформе, в середине лланвирнского века. Отложения, которые соответствовали бы по фауне позднелланвирнскому и лландейльскому векам, на Урале не обнаружены.

Начало средне-позднеордовикского этапа совпадает на Урале с одним из переломных моментов в развитии фауны — с началом раннекарадокского века. Существенные изменения фауны и перерыв в осадконакоплении на рубеже раннего и среднего ордовика отмечается, кроме Урала, на Сибирской платформе (Никифорова, Андреева, 1961), в Саяно-Алтайской горной области (Севергина, 1965), в Прибалтике (Мянниль, 1965), в Англии (Dean, 1960), в Скандинавии, по данным Яануссона, а также, вероятно, в Пай-Хойско-Новоземельской области (Бондарев, 1966) и в других регионах.

На Урале рассматриваемый этап характеризуется широким распространением следующих семейств трилобитов: *Asaphidae*, *Illaenidae*, *Lichidae*, *Cheiruridae*, *Pterygometopidae*, *Calymenidae*, *Encrinuridae*.

В средне-позднеордовикском этапе развития фауны намечаются два подэтапа: ранний — ранне-среднекарадокский и поздний — позднекарадокско-ашгилльский.

В раннесреднекарадокском подэтапе выделяются три комплекса фауны. Нижний комплекс содержит трилобиты *Estoniops*, *Atractopyge*, *Miraspis*,

Platylichas, *Flexicalymene* и брахиоподы — *Clitambonites*, *Kullervo*, *Platystrophia* и др. Средний комплекс характеризуется трилобитами — *Conolichas*, *Ceraurinus*, *Encrinuroides*, *Asaphus* (*Neoasaphus*), *Stenopareia*, *Uralops* gen. nov. и брахиоподами *Petrocraniella* men, *Platystrophia*, *Kjaerina*, *Strophonema*, *Christiania*, *Rostricellula*, *Multicostella* и др. Верхний комплекс представлен трилобитами *Hypodicranotus*, *Cybeloides*, *Asaphus* (*Neoasaphus*), *Uralops* gen. nov., *Nieszkowskia* и брахиоподами *Triplesia*, *Zygospira*, *Vellamo*, *Ptychoglyptus*.

Отложения с фауной нижнего комплекса развиты в Нижне-Сергинском и Юрюзанском районах. Этот комплекс находит себе аналогов в фауне кукерских и итферских слоев Прибалтики, нижнехасмопсовых известняков и сланцев Норвегии, ниже-среднебугрышихинских слоев Саяно-Алтайской области, Костония — Соудлея Англии и Блэк — Ривера Сев. Америки.

Отложения с фауной среднего комплекса развиты почти повсеместно на западном склоне Среднего и Северного Урала от широты р. Белой на юге до широты р. Кожим на севере. Фауна этого комплекса имеет много общего с фауной шундорских и, очевидно, хрещецких слоев прибалтийского разреза, низов югорского горизонта Новой Земли, верхнехасмопсовых сланцев Норвегии, нижней части слоев балклачи (лонгвиллий) Англии, низов трентона Сев. Америки и низов мангазейского яруса Сибирской платформы.

Фауны нижнего и среднего комплексов имеют много общих родов и, как видно из сопоставлений, соответствуют раннему карадоку, принимаемому в объеме трех граптолитовых зон — *Nemagraptus gracilis*, *Climacograptus peltifer* и *Climacograptus wilsoni*.

Отложения с верхним комплексом фауны развиты, в основном, в тех же разрезах, что и породы, содержащие средний комплекс фауны, надежно коррелируются с кегельским горизонтом Прибалтики, его стратиграфическими аналогами в других регионах и соответственно относятся к среднему карадоку, т. е. к зоне *Dicranograptus clingani* единой шкалы.

В позднекарадокско-ашгиллском подэтапе развития фауны намечаются два комплекса. Нижний комплекс включает трилобиты *Isotelus*, *Amphilichas*, *Conolichas*, *Uralops*, *Stenopareia* и брахиоподы *Vellamo*, *Triplesia*, *Zygospira* и *Obolellina*. Кроме того, для комплекса характерны табуляты, ругозы, головоногие и брюхоногие моллюски. В верхнем комплексе трилобиты отсутствуют, а брахиоподы представлены родами *Triplesia* (редко), *Catazyga* и *Rhynchotrema*. Очень характерны криноидеи, ругозы и табуляты.

Отложения с фауной позднекарадокско-ашгиллского этапа установлены в Промысловско-Улсовском районе Среднего Урала.

Родовой состав фауны на рубеже среднего и позднего ордовика не претерпел существенных изменений (см. табл. 1; 2), хотя видовой состав значительно обновился. По видовому составу фауны нижний комплекс хорошо сопоставляется с фауной плюсского надгоризонта Прибалтики, третасписовой серии Скандинавии и их стратиграфических аналогов. Перечисленные подразделения, по данным Т. Н. Алиховой (1960), В. Дина (Dean, 1960), Е. Ниверзона (Neaverson, 1955), соответствуют верхнему карадоку Англии (зона *Pleurograptus linearis*).

Верхний комплекс относится к ашгиллскому веку, что хорошо согласуется с данными определений табулят и ругоз. В конце позднекарадокского и в начале ашгиллского веков условия для развития фауны были крайне неблагоприятными: в бассейне накапливались доломитовые осадки, и лишь в позднеашгиллском веке снова восстановились нормальные морские условия с пышной криноидно-коралловой фауной.

Приведенные данные позволяют говорить о том, что в течение всего ордовикского периода Уральский регион входил в состав Северо-Европейской био-

географической провинции и лишь в тремадокском веке Уральский бассейн, очевидно, был связан с Богемским.

Выделенные этапы и подэтапы в истории развития фауны Урала хорошо соответствуют отделам и ярусам единой шкалы, разработанной для вышеупомянутой провинции. В связи с этим на Урале нет необходимости в выделении провинциальных ярусов. Фаунистические комплексы, отражающие определенные вехи в геологическом развитии Урала, помогают установить более подробные стратиграфические подразделения — местные горизонты.

ЛИТЕРАТУРА

- Алихова Т. Н. Стратиграфия ордовикских отложений Русской платформы. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Андреева О. Н. Новые виды ордовикских брахиопод Урала и Мугуджар.— Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Балашова Е. А. Некоторые тремадокские трилобиты Актюбинской области.— Труды Геол. ин-та АН СССР, Ордовик Казахстана, 1961, вып. 18.
- Бондарев В. И. Стратиграфия и характерные брахиоподы ордовикских отложений севера Пай-Хоя, о. Вайгач и юга Новой Земли. (Автореф. канд. дисс.). Л., 1966.
- Вебер В. Н. Нижнесилурийские трилобиты с Южного Урала.— Изв. Геол. ком., 1930, т. 19, № 9.
- Вебер В. Н. Трилобиты силурийских отложений СССР. Палеонтология СССР, 1948, т. 49, вып. 1.
- Иванов А. Н. и Мягкова Е. И. Определитель фауны ордовика западного склона Среднего Урала.— Труды ГГИ УФАИ СССР, 1950, вып. 18.
- Иванов А. Н. и Мягкова Е. И. Описание фауны из отложений ордовика западного склона Среднего Урала.— Труды ГГИ УФАИ СССР, 1955, вып. 23.
- Иорданский Н. Н. Новые данные по распространению нижнего силура в бассейне Верхней Печоры.— Изв. Ассос. науч.-исслед. ин-та при физ.-мат. фак. МГУ, 1928, т. 1, вып. 1—2.
- Краузе С. Н., Маслов В. А. Ордовик, силур, нижний девон западного склона Башкирского Урала. Уфа, 1961 (Горн.-геол. ин-т Баш. фил. АН СССР).
- Лермонтова Е. В., Разумовский Н. К. О древнейших отложениях Урала (нижний силур и кембрий в окрестностях дер. Кидрясово на Южном Урале).— Зап. Минерал. о-ва, сер. 2, 1933, ч. 62, вып. 1.
- Львов К. А. О древних отложениях Урала, их возрасте и стратиграфии.— Сов. геология, 1957, № 55.
- Мяниль Р. М. История развития Балтийского бассейна в ордовике. (Автореф. докт. дисс.). М. — Таллин, 1965.
- Маркин В. В. Ордовик и силур западного склона Приполярного Урала.— Труды Геол. музея им. А. П. Карпинского АН СССР, 1960, вып. 3.
- Никифорова О. И., Андреева О. Н. Стратиграфия ордовика и силура Сибирской платформы и ее палеонтологическое обоснование.— Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., 1961, т. 56.
- Решение Постоянной стратиграфической комиссии МСК по ордовикским и силурийским отложениям СССР.— Сов. геология, 1963, № 4.
- Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы 1962 г. Л., 1965 (ВСЕГЕИ).
- Севергина Л. Г. Брахиоподы и биостратиграфия ордовика западной части Саяно-Алтайской горной области. (Автореф. канд. дисс.). Томск, 1965.
- Dean W. T. The use of shelly fauns in a correlation of the Caradoc series in England, Wales and parts of Scandinavia.— Proc. Int. Geol. Cong., 21-st Session, 1960, 7 (Copenhagen).
- Neaveyerson E. Stratigraphical Paleontology and study of Ancient life-province. Oxford, 1955.

К ХАРАКТЕРИСТИКЕ ЛУДЛОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
В СЕВЕРОУРАЛЬСКОМ РАЙОНЕ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА УРАЛА

О. В. БОГОЯВЛЕНСКАЯ, Р. Д. КАЛУГИНА, В. Г. УСТЮЖАНИНОВ

Уральское территориальное геологическое управление

В Североуральском районе в междуречье Сосьвы и Колонги имеется хорошо фаунистически охарактеризованный разрез лудлова, выраженный как в терригенно-карбонатных, так и в вулканогенно-карбонатных фациях. Лудловские отложения района расчленяются следующим образом. Нижний лудлов: 1) светлые массивные известняки с *Brooksina striata* (стриатовый горизонт, по Ходалевичу, 1939; воскресенская свита, по Андронову, 1961); 2) темно-серые известняки с *Conhidium vogulicum* (банковский горизонт, по А. Н. Ходалевичу; колонгинская свита, по С. М. Андронову). Верхний лудлов — известняки с *Atrypa marginalis* (нижняя часть петропавловской свиты) и замещающие их вулканогенные образования сосьвинской свиты (по Андронову, 1961). На границе нижнего и верхнего лудлова в Североураль-

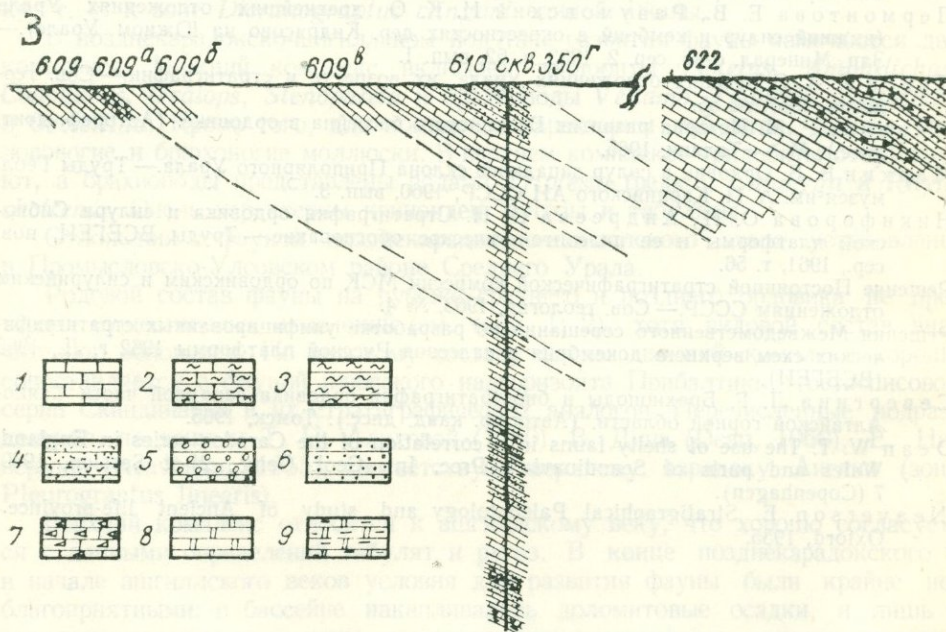


Рис. 1. Геологический разрез верхнего и нижнего лудлова в районе асфальтового завода Колонгинская свита: 1 — известняки темно-серые слоистые и плитчатые; 2 — глинистые известцецементом; 3 — гравелиты с карбонатным цементом. Сосьвинская и петропавловская известняки обломочные зашламованные; 8 — светло-серые и розовые массивные известняки; 9 — серые и темно-

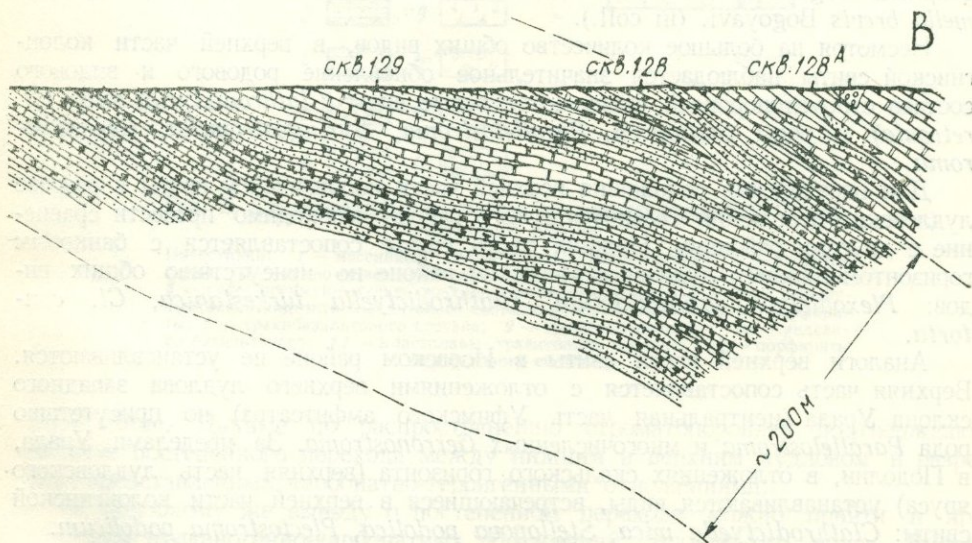
ском районе, как и почти повсеместно на восточном склоне Урала, отмечается перерыв. Изученный район является уникальным в том отношении, что фаунистически охарактеризованные известняки присутствуют в различных частях разреза. Это позволяет уверенно стратифицировать вулканогенные образования и уточнить границу между нижним и верхним лудловом. Наиболее полные разрезы терригенно-карбонатных отложений лудлова вскрываются по рекам Колонге и Исток (снизу вверх).

Воскресенская свита представлена однородными известняками, светло-серыми, розовато- и красновато-серыми, рифогенными, массивными, содержащими *Brooksina striata* (Eichw.), *Subriana subrini* Sap. Мощность 1000 м. Среди них встречаются единичные маломощные потоки спилитовидных порфиритов базальтового состава, переслаивающихся с агломератовыми и бомбовыми туфами того же состава (разрез по р. Колонге). В верхней части описываемой свиты отмечаются редкие прослои темно-серых известняков, что свидетельствует о постепенном переходе к отложениям вышележащей колонгинской свиты. С. М. Андронов (1961) отмечал на границе колонгинской и воскресенской свит наличие базальных конгломератов, что нашими исследованиями не подтвердилось.

Колонгинской свиты отложения главным образом по фауне разделяются на две части: нижнюю и верхнюю. Нижняя часть представлена преимущественно известняками темно-серыми, коричневатыми, битуминозными, комковатыми, среди которых часто встречаются маломощные (до 20 м) прослои серых известняков, песчаников, туфопесчаников и граувакк. Мощность 350—400 м.

В известняках собраны: *Plexodictyon latilaminatum* (Bogoyavl.), *Clathrodityella contorta* Bogoyavl. (in litt.), *Amnestostroma fedorovi* (Yavor.), *Favosites ramiferus* Chekh., *Conchidium vogulicum* Vern.

Верхняя часть колонгинской свиты обнажена на правом берегу р. Колонги, в районе асфальтового завода, вблизи устья р. Бобровки (рис. 1). Здесь вскрыты (снизу вверх):



г. Североуральска. Масштаб 1 : 4000.

яки плитчатые; 3 — известково-глинистые сланцы; 4 — туфопесчаники мелкозернистые с карбонатным свиты; 6 — туфопесчаники мелко- и тонкозернистые слоистые с карбонатным цементом; 7 — извест-серые грубоплитчатые известняки.

1. Темно-серые с коричневым оттенком комковатые известняки, слоистые характерные для колонгинской свиты в целом, с подчиненными прослоями плитчатых глинистых известняков и известково-глинистых сланцев (обн. 609). Мощность 120 м. Известняки содержат: *Favosites finitimus* Yanet *Ketophyllum insigna* Nikol., *Lissatrypa camelina* Buch.

2. Комковатые известняки, в нижней части с прослоями туфопесчаников (обн. 610, 622, скв. 350 г). Мощность 120 м. Известняки содержат: *Gerronostroma concentricum* Yavor., *Parallelostroma graphica* Bogoyavl. (in litt.), *Plexodictyon latilaminatum* (Bogoyavl.), *Clathrodictyella turkestanica* (Less.), *Favosites finitimus* Yanet *Lissatrypa camelina* Buch.

Сосьвинская свита представлена преимущественно мелко- и тонкозернистыми туфопесчаниками, в большинстве случаев гематитизированными, с подчиненными прослоями туфоконгломератов и обломочных известняков с *Favosites bonus* Yanet (ш. 531, ш. 534). Суммарная мощность свиты 200 м. В нижней части нередки прослои темно-серых известняков, по внешнему облику не отличимых от колонгинских. Граница колонгинской и сосьвинской свит в данном случае является условной и проводится в той части единого непрерывного разреза, где наблюдается резкое преобладание терригенных пород над известняками. В верхней части свиты появляются линзовидные прослои светлых известняков, которые по облику и фауне не отличимы от известняков вышележащей петропавловской свиты (ш. 513, скв. 128—129).

В комплексе фауны колонгинской свиты большое место занимают строматопоридеи, впервые обработанные монографически. В пределах описываемого выше разреза они распределяются следующим образом. В нижней части колонгинской свиты встречены: *Plexodictyon latilaminatum* (Bogoyavl.), *Clathrodictyella contorta* Bogoyavl. (in coll.), *Cl. turkestanica* (Less.), *Amnestostroma fedorovi* (Yavor.). В верхней части колонгинской свиты присутствуют: *Plexodictyon latilaminatum* (Bogoyavl.), *Clathrodictyella mica* Bogoyavl. (in coll.), *Cl. retroata* Bogoyavl. (in litt.), *Stellopora grandessa* Bogoyavl. (in coll.), *Col. vasta* Bogoyavl. (in coll.), *Plectostroma podolicum* (Yavor.), *Gerronostroma concentricum* Yavor., *G. magnificum* Bogoyavl. (in coll.), *Parallelostroma graphica* Bogoyavl. (in litt.), *Amnestostroma fedorovi* Yavor., *Syringostromella brevis* Bogoyavl. (in coll.).

Несмотря на большое количество общих видов, в верхней части колонгинской свиты наблюдается значительное обновление родового и видового состава строматопоридей, появляются новые виды (*Clathrodictyella mica*, *Cl. retroata*) и роды *Stellopora*, *Parallelostroma*, *Syringostromella*, *Gerronostroma*.

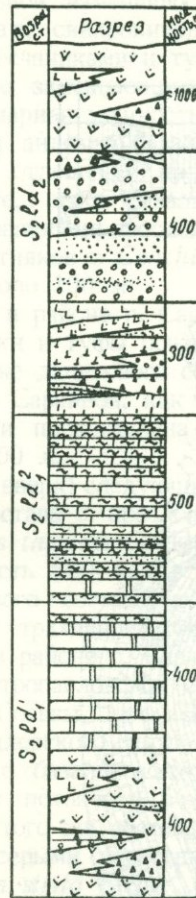
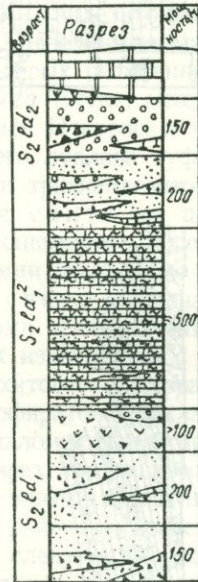
Для определения положения верхней части колонгинской свиты в разрезе лудловских отложений Североуральского района необходимо провести сравнение с другими районами. Нижняя часть свиты сопоставляется с банковым горизонтом нижнего лудлова в Исовском районе по присутствию общих видов: *Plexodictyon latilaminatum*, *Clathrodictyella turkestanica*, *Cl. contorta*.

Аналоги верхней части свиты в Исовском районе не устанавливаются. Верхняя часть сопоставляется с отложениями верхнего лудлова западного склона Урала (центральная часть Уфимского амфитеатра) по присутствию рода *Parallelostroma* и многочисленных *Gerronostroma*. За пределами Урала, в Подолии, в отложениях скальского горизонта (верхняя часть лудловского яруса) устанавливаются виды, встречающиеся в верхней части колонгинской свиты: *Clathrodictyella mica*, *Stellopora podolica*, *Plectostroma podolicum*.

Таким образом, комплекс строматопоридей из верхней части колонгинской свиты свидетельствует о более молодом, верхнелудловском возрасте. Обновление комплекса строматопоридей наступает в пределах свиты ниже границы между верхним и нижним лудловом, принятой в последней стратиграфиче-

р-н бассейна р. Сосьвы

р-н северо-западнее
г. Североуральска (Покровский тракт)



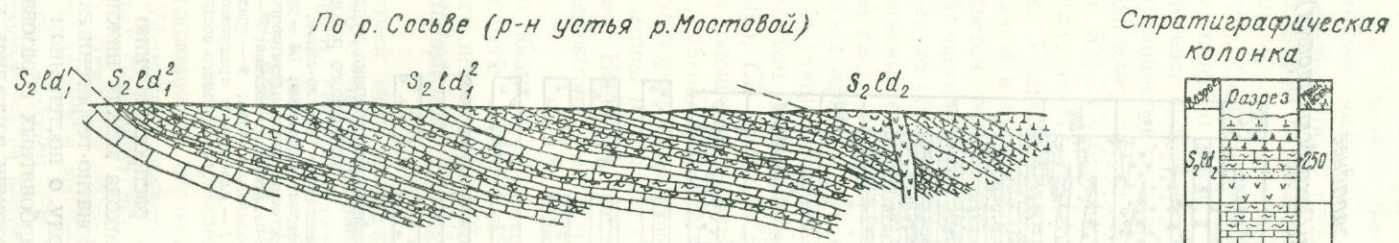
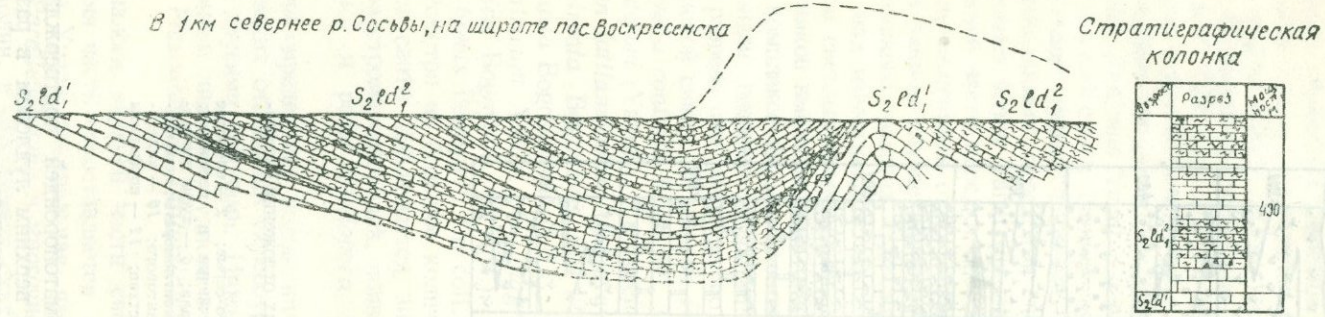
- | | |
|---|----|
| 1 | 7 |
| 2 | 8 |
| 3 | 9 |
| 4 | 10 |
| 5 | 11 |
| 6 | 12 |

Рис. 2. Стратиграфическая колонка лудловских отложений Североуральского района.

Известняки: 1 — массивные светло-серые, розово-серые; 2 — слоистые серые; 3 — темно-серые глинистые; 4 — туфопесчаники и песчаники; 5 — туфы преимущественно трахиандезитового состава; 6 — туфы преимущественно андезито-базальтового состава; 7 — туфоконгломераты; порфиры: 8 — трахибазальтового состава; 9 — трахиандезитового; 10 — андезито-базальтового; 11 — кластолавы трахитового состава; 12 — порфиры базальтового состава.

ской схеме. Данные по распространению строматопоронидей подтверждают наличие постепенного перехода между нижним и верхним лудловом в разрезах, представленных карбонатно-терригенными отложениями.

К подобному же выводу о постепенном переходе можно прийти и при изучении вулканогенно-карбонатных образований лудловского яруса. Вулканогенно-карбонатные отложения изучались к северо-западу от г. Североуральска (на широте Покровского тракта и в районе г. Сарайной, рис. 2) и на р. Сосьве между пос. Воскресенка и Сосьва (рис. 3).



- | | | | |
|---|--|---|--|
| 1 | | 6 | |
| 2 | | 7 | |
| 3 | | 8 | |
| 4 | | 9 | |
| 5 | | | |

Рис. 3. Геологический разрез пограничных отложений нижнего и верхнего лудлова (колонгинская свита). Масштаб 1 : 20 000.
 1 — туф трахиандезитового состава; 2 — трахиандезитовый порфирит; 3 — туфопесчаник; 4 — кластолава трахитового состава; 5 — порфирит андезито-базальтовый; 6 — светло-серые известняки; 7 — серые с буроватым оттенком известняки плитчатые; 8 — известняки темно-серые; 9 — известняки вишневые.

Разрез на широте Покровского тракта (севернее описанного разреза по р. Колонге) характеризуется резкой фациальной изменчивостью. Отложения нижней части нижнего лудлова, синхроничные воскресенской свите, представлены (снизу вверх): 1) туфопесчаниками и туфами преимущественно трахиандезитового состава, фациально замещающимися микропорфиритами и порфиритами того же состава; суммарная мощность 150 м; 2) туфопесчаниками, переслаивающимися с туфами андезито-базальтового состава; их мощность составляет 200 м, мощность отдельных прослоев достигает 10 м; 3) порфиритами андезито-базальтового, реже базальтового состава, кайнотипного облика, с редкими гематитизированными прослоями туфов такого же состава и светло-серых рифогенных известняков с *Conchidium biloculare* Linne, *Brooksina striata* Eichw; мощность около 100 м.

В 1—2 км севернее Покровского тракта, в районе г. Сарайной, в разрезе этой же части нижнего лудлова туфопесчаники и туфы почти полностью замещаются эффузивами трахиандезитового, реже дацитового состава.

Колонгинская свита на широте г. Сарайной, как и во всем районе, не содержит вулканогенных образований и представлена терригенно-карбонатными отложениями мощностью около 500 м.

Сосьвинская свита сложена (снизу вверх) следующими образованиями: 1) туфопесчаниками трахиандезитового состава с прослоями туфоконгломератов, светло-серых известняков с *Favosites thecidis* Chekh. и лав трахиандезитового, реже трахитового состава; мощность 200 м; 2) туфоконгломератами с гальками порфиритов трахиандезитового состава и такими же по составу туфами, с маломощными прослоями трахиандезитовых порфиритов; мощность 150 м. Разрез лудловского яруса в районе г. Сарайной заканчивается светлыми рифогенными известняками петропавловской свиты.

В северной части района в бассейне р. Сосьвы, пос. Воскресенка (см. рис. 2) наблюдается следующий разрез лудловского яруса (снизу вверх):

1. Порфириты андезито-базальтового, реже базальтового состава, кайнотипного облика, образующие мощные серии потоков (15—20 м каждый), переслаивающиеся с агломератовыми туфами того же состава, реже с лапиллевыми туфами, туфопесчаниками и светло-серыми известняками, содержащими *Conchidium anticlivatus* Sap., *Brooksina striata* Eichw. Суммарная мощность этой толщи 400 м.

2. Известняки светло-серые, вишнево-красные, брекчиевидные, массивные, описанные в качестве стратотипа воскресенской свиты. Фауна в этих известняках чрезвычайно редка: *Conchidium* sp., *Brooksina* sp., единичные ругозы и гелиолитоидеи. Суммарная мощность 400 м. В верхней части воскресенской свиты появляются прослойки темно-серых и серых известняков, таких же, как в вышележащей колонгинской свите, что свидетельствует о постепенном переходе между ними.

3. Колонгинская свита представлена только карбонатными образованиями (см. рис. 3), главным образом темно-серыми, битуминозными, слоистыми известняками характерного комковатого облика. В нижней части описываемой свиты довольно часты прослойки светлых брекчиевидных известняков, аналогичных известнякам воскресенской свиты (обн. 1328, 1329). Нижняя часть разреза охарактеризована довольно однообразным комплексом фауны, подтверждающим ее нижнелудловский возраст: *Praeidiostroma praecox* Bogoyavl. (in litt.), *Clathrodictyella turkestanica* (Less.), *Cl. magna* Bogoyavl. (in litt.), *Conchidium vogulicum* (Vern.). В верхней части свиты появляются виды, свидетельствующие о ее более молодом, возможно, верхнелудловском возрасте (обн. 1001, 1140, 1141) — *Clathrodictyella mica*, *Cl. turkestanica*, *Plectostroma podolicum*, *Amnestostroma fedorovi*, *Plexodictyon latilaminatum*, *Paral-lelostroma graphica*. Таким образом, в бассейне р. Сосьвы колонгинская свита также литологически очень однородна, и граница между нижним и верхним

лудловом может быть проведена в значительной степени условно по смене комплекса фауны.

4. Сосьвинская свита представлена преимущественно вулканогенными образованиями (снизу вверх):

1. Порфиритами и лавами трахиандезитового и трахитового состава, туфами и туфоконгломератами того же состава с единичными прослоями туфопесчаников и темно-серых известняков с *Ketophyllum insigna* Nikol., *Lissatrypa linguata* Buch. По внешнему облику эти известняки близки к известнякам верхней части колонгинской свиты, что еще раз свидетельствует о постепенном переходе колонгинской свиты к сосьвинской. Суммарная мощность этой части разреза составляет 500 м.

2. Туфоконгломератами, туфопесчаниками с подчиненными прослоями светло-серых массивных известняков со *Spirigerina supramarginalis*. Khal. Мощность 400 м.

3. Порфиритами и агломератовыми туфами андезито-базальтового и базальтового состава, кайнотипного облика. Среди них встречаются оливинсодержащие базальтовые порфириты. Мощность 900—1000 м.

На основании изложенного материала можно сделать следующие выводы о разрезе лудловских отложений Североуральского района:

1. Лудловские отложения воскресенской свиты и, в особенности, сосьвинской отличаются пестрым литолого-петрографическим составом и резкой фациальной изменчивостью. Наиболее выдержанными по составу являются терригенно-карбонатные отложения колонгинской свиты.

2. На протяжении всего лудловского времени осадконакопление происходило без каких-либо значительных перерывов. Отмеченный почти повсеместно на восточном склоне Урала предверхнелудловский размыв в Североуральском районе отсутствует. Переход от нижнего лудлова к верхнему постепенный.

3. Обновление комплекса строматопоридей и табулят происходит в верхней части колонгинской свиты, на основании чего граница верхнего и нижнего лудлова может быть проведена ниже, чем это принято в настоящее время.

4. Вулканогенные образования в пределах всего лудловского яруса имеют близкий состав. Развита нормальная по щелочности породы андезито-базальтового и базальтового состава и субщелочные образования, особенно туфы и порфириты трахиандезитового состава (см. рис. 3), близкие по внешнему и внутреннему строению, по химизму и по элементам-примесям. Тип лудловского вулканизма может быть определен как субплатформенный, что подтверждается повышенной щелочностью пород, наличием оливиновых базальтовых порфиритов, ассоциацией с флишоидными (терригенно-карбонатными) толщами, наличием интрузивных и субвулканических тел, сложенных породами повышенной щелочности.

ЛИТЕРАТУРА

- Андронов С. М. Некоторые представители сем. Pentameridae из девонских отложений окрестностей г. Североуральска. — Труды Геол. ин-та, АН СССР, 1961, вып. 55.
Ходалевич А. Н. Верхнесилурийские брахиоподы восточного склона Урала. — Труды Урал. геол. упр., 1939, № 1.

МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ВИЗЕЙСКИХ ИЗВЕСТНЯКОВ
АГАПОВСКОЙ СИНКЛИНАЛИ (МАГНИТОГОРСКИЙ СИНКЛИНОРИЙ)¹

Р. М. ИВАНОВА

Институт геологии и геохимии Уральского филиала
АН СССР

Одним из опорных разрезов нижнего карбона является 1000-метровая карбонатная толща, вскрытая забоем Агаповского карьера, расположенного в 12 км южнее г. Магнитогорска. Возраст отложений в карьере датируется в настоящее время как верхнее визе — намюр (Ферштатер, 1966). Карбонатные породы карьера содержат обильную и разнообразную фауну фораминифер, кораллов, мшанок, брахиопод, криноидей, гастропод, большое количество водорослей.

Автором произведено детальное послойное изучение фораминифер из карбонатной толщи. Всего было изучено 1250 шлифов, в которых определено 120 видов фораминифер. Сравнение списочного видового состава фораминифер Агаповского разреза со списочным составом видов визейского и намюрского (протвинский горизонт) ярусов Подмосковского бассейна показало, что они аналогичны между собой. Из 120 форм, встреченных в разрезе Агаповского карьера, общими с подмосковными являются 110 видов. Видовой состав водорослей из карьера тоже однотипен с подмосковными.

Эталонные разрезы нижнего карбона, изученные по фауне фораминифер, описаны Д. М. Раузер-Черноусовой (1948) и О. А. Липиной (1948) для Подмосковского бассейна, где в развитии фораминифер нижнего карбона выделены турнейский и визейский этапы, представляющие собой полный или почти полный цикл развития богатого комплекса форм, характерного для каждого этапа своими особенностями родового и видового состава. На основании последовательной закономерной смены характерных комплексов, руководящих групп и видов фораминифер, отражающих эволюционное развитие этих организмов, ярусы были разделены на горизонты.

Анализ «комплекса» фораминифер Агаповского карьера показывает, что он представлен в основном видами алексинского, михайловского и веневского горизонтов визейского яруса. Но по сравнению с одновозрастным комплексом фораминифер Подмосковского бассейна они имеют совершенно иное распределение во времени. Кроме того, вместе с ними обнаружены немногочисленные, но характерные виды из других горизонтов визейского яруса. Так, в одном из образцов встречен *Cribrostomum stalinogorski* Lip., присутствующий только в отложениях тульского горизонта нижнего визе. Гораздо чаще вместе с окскими обнаруживаются виды тарусского и стешевского горизонтов верхней части визейского яруса. Представлены они следующими формами: *Toly-pamina* sp., *Endothyranopsis crassa sphaerica* (Raus. et Reitl.), *Pseudoendot-*

¹ Сделанный в статье вывод о причинах иного, чем в Подмосковной синеклизе, распределения микрофауны в разрезе визе Агаповской синклинали не является убедительным. Не исключено, что подобное распределение обусловлено средой осадконакопления и экологическими причинами (Прим. редактора).

hyra globosa Rosov., *Tetrataxis pressula* Malakh., *Globivalvulina* sp., *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.), *Neoarchaediscus insertus* (Grozd. et Leb.).

Вместе с визейскими фораминиферами обнаружено несколько турнейских квазиэндопир и единичные, но характерные виды кизеловского горизонта верхнего турне, такие как *Plectogyra subrotunda* (Malakh.), *Tetrataxis vulgaris* (Malakh.), а также две особи *Eostaffella paraprotval* Raus., руководящего вида протвинского горизонта нижнего намюра. Встречены единичные *Asteroarchaediscus pustulus* (Grozd. et Leb.) и *Monotaxinoides gracilis* (Dain), обычные формы самой верхней части нижнего карбона и нижнебашкирского подъяруса. Вместе с *Howchinia gibba* (Moell.), характерным видом михайловского горизонта, начинает встречаться высококоническая *Howchinia gibba longa* Brazhn., которая в Донбассе присутствует в отложениях старобешевского осадочного комплекса нижнего намюра (Бражникова и Ярцева, 1956). В средней части разреза одновременно появляются *Glomospira gordialis* Jon. et Park., *G. gordialis irregularis* Raus., *G. gordialis prisca* Raus., хотя первые вид и вариант обычные формы веневского, тарусского и стешевского горизонтов верхней части визе, а вариант *G. gordialis prisca* Raus. встречается в алексинском и михайловском горизонтах. В разных частях разреза вместе с визейскими формами обнаружено шесть особей *Tuberitina collosa* Reitl., характерных для среднего карбона.

Своеобразие поведения фораминифер в Агаповском карьере особенно ясно видно на разобранных ниже примерах.

Д. М. Раузер-Черноусовой (1948) выразительно и четко представлена эволюция видов рода *Endothyranopsis*. В развитии этой группы фораминифер очень ярко намечается эволюция ряда признаков в определенном направлении. Таковыми являются: увеличение общих размеров раковины, начиная с тульского и кончая протвинским временем, изменение общей формы раковины от овоидно-уплощенной к шарообразной; увеличение толщины стенки; увеличение числа септ; резкое укорачивание апертуры; прогрессивное развитие псевдохомат.

В визейском ярусе Подмосковского бассейна идет постепенное закономерное развитие форм группы *Endothyranopsis* (рис. 1). Виды этой группы не появляются и не исчезают одновременно и нет горизонта, где они находятся все вместе. Так, *Endothyranopsis compressa* (Raus. et Reitl.) появляется с угленосной толщи, достигает расцвета в тульском горизонте и исчезает в конце алексинского. *Endothyranopsis crassa* (Brady) распространен в пределах алексинского, михайловского и большей части веневского горизонтов, с преобладанием в михайловском. *Endothyranopsis crassa sphaerica* (Raus. et Reitl.) появляется в конце михайловского века, расцветает в тарусском и существует до конца серпуховского времени. В Агаповском же разрезе все три формы появляются от основания разреза, проходят вместе его две третьих части и исчезают одновременно. Количественные соотношения их почти одинаковы. Следовательно, по группе *Endothyranopsis* в Агаповской толще нельзя выделить ни один из горизонтов визе Подмосковского бассейна.

В Агаповском карьере очень своеобразно ведут себя и представители группы *Asteroarchaediscus baschkiricus*. В Подмосковном бассейне наблюдается четкая последовательность в распределении родственных видов этой группы по горизонтам (рис. 2). С основания алексинского появляется *Asteroarchaediscus rugosus* (Raus.), а за ним *Asteroarchaediscus ovoides* (Raus.). В верхней части михайловского горизонта начинает встречаться самый мелкий по величине вид этой группы *Asteroarchaediscus parvus* (Raus.) и, наконец, с основания веневского горизонта появляется *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.), достигающий расцвета в протвинском горизонте нижнего намюра. Все четыре вида могут быть встречены вместе только в веневском и тарусском горизонтах.

В разрезе Агаповского карьера *Asteroarchaediscus rugosus* (Raus.), *A. ovoides* (Raus.), *A. baschkiricus* (Krest. et Theod.) появляются одновременно, причем *A. baschkiricus* (Krest. et Theod.) гораздо в больших количествах, чем остальные представители этой группы. Можно думать, что разрез карбонатной толщи

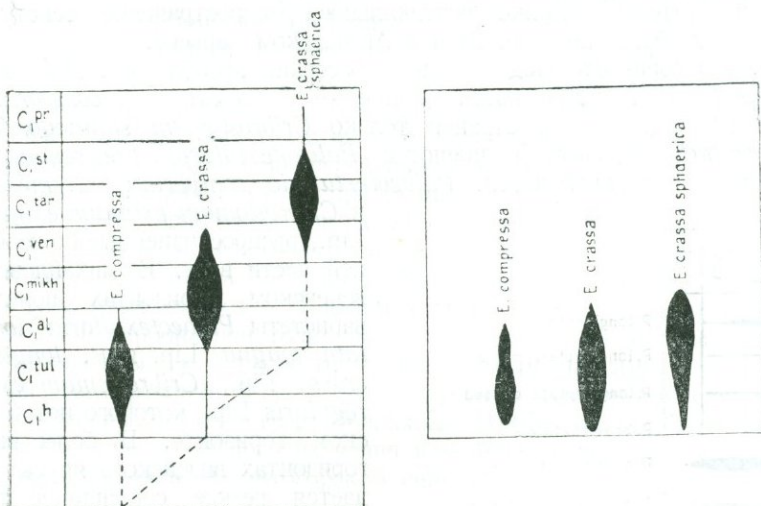


Рис. 1. Вертикальное распространение и родственные взаимоотношения видов рода *Endothyranopsis* в пределах верхней части нижнего карбона Подмосковского бассейна (по Раузер-Черноусовой, 1948) и в разрезе Агаповского карьера.

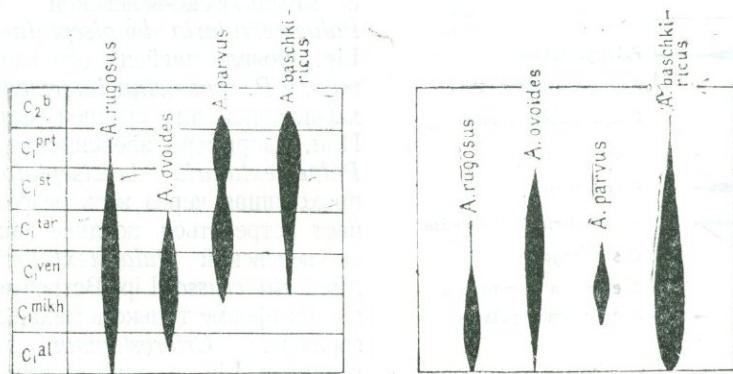


Рис. 2. Вертикальное распространение родственных видов группы *Asteroarchaediscus baschkiricus* в пределах верхней части нижнего карбона Подмосковского бассейна и в разрезе Агаповского карьера.

в карьере начинается веневским или тарусским горизонтом, но такое заключение опровергается остальными фораминиферами, характерными для более древних горизонтов, и поведением *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.). Этот вид проходит по всему разрезу вместе с характерными руководящими видами различных горизонтов: с кизеловскими — *Plectogyra subrotunda* (Malakh.), *Tetrataxis vulgaris* (Malakh.); тульским — *Cribrostomum stalinogorski* Lip.; тульско-алексинским — *Endothyranopsis compressa* (Raus. et Reitl.); алексинскими — *Plectogyra samarica* (Raus.), *Eostaffella oldae* Durk., *Valvulinella tchotchia* Grozd. et Leb., *Archaediscus operosus* Schl., *Ar. maximus* Grozd.

et Leb., *A. moelleri gigas* Raus., михайловскими — *Endothyranopsis crassa* (Brady), *Eostaffella irenae* Gan. (руководящий вид), *Permodiscus vetustus* Dutk., *P. reftus* Malakh. Подобная картина совместного нахождения разновозрастных форм противоречит закономерностям эволюционного развития руководящих групп и видов, установленным в Подмосковном бассейне.

Очень показательно также вертикальное распространение текстуляриид в Подмосковном бассейне (рис. 3) и в Агаповском карьере.

В тульском горизонте Подмосковного бассейна преобладают *Palaeotextularia longiseptata* Lip., встречаются единичные *Palaeotextularia consobrina* Lip. Из криб्रोостом здесь распространен только *Cribrostomum stalinogorski* Lip. С алексинского горизонта появляются *Palaeotextularia brevisseptata* Lip., исчезающая в его верхней части, *Palaeotextularia consobrina intermedia* Lip.

и *Cribrostomum eximium eximiformis* Lip., распространенные по всей средней части визе. В михайловском и веневском горизонтах появляются варианты *Palaeotextularia longiseptata magna* Lip. и *P. longiseptata crassa* Lip., *Cribrostomum eximium regularis* Lip., которого нет в веневском горизонте. В более высоких горизонтах визейского яруса наблюдается резкое сокращение текстуляриид. Здесь остается только *Palaeotextularia longiseptata* Lip.

В карбонатной толще карьера тульский вид *Cribrostomum stalinogorski* Lip. встречен одновременно с михайловско-веневской формой *Palaeotextularia longiseptata crassa* Lip., появляющейся с основания разреза, и *P. consobrina intermedia* Lip., характерной для средней части визе. Или, например, алексинская форма *Palaeotextularia brevisseptata* Lip., проходящая через весь разрез, начинает встречаться позднее михайловско-веневской *Palaeotextularia longiseptata crassa* Lip. Встречающийся на платформе только в михайловском горизонте *Cribrostomum eximium regularis* Lip. в данном разрезе обнаружен в его самой верхней части. Следовательно, в Агаповском карьере и по текстуляриидам нельзя выделить ни один из горизонтов визейского яруса Подмосковного бассейна.

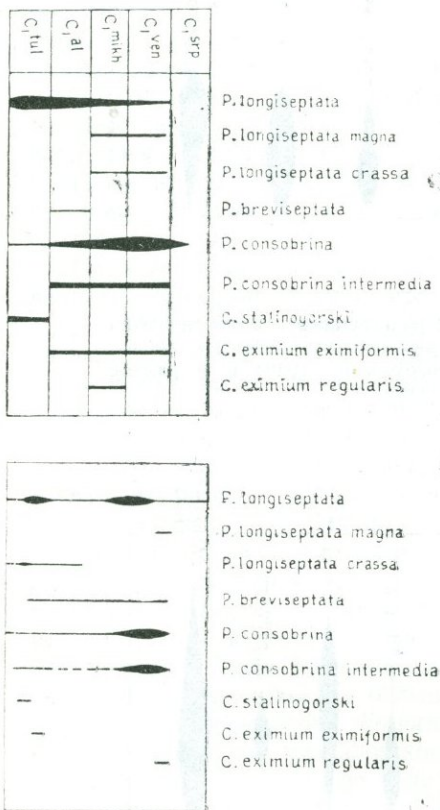


Рис. 3. Вертикальное распространение видов родов *Palaeotextularia* и *Cribrostomum* в пределах верхней части нижнего карбона Подмосковного бассейна (по Липиной, 1948) и по разрезу Агаповского карьера.

В появлении и исчезновении представителей группы *Plectogyra ophalota* (Raus. et Reitl.), видов рода *Mediocris* (Поярков, 1965) также нет никакой закономерности.

Отсутствие закономерности в распределении фораминифер по разрезу, совместное нахождение предковых форм вместе с их потомками приводит к мысли о механическом смещении всего комплекса этих организмов, наблюдаемых в карбонатной толще карьера.

Литологическое изучение карбонатных пород в карьере показало, что это в основном обломочные породы, представленные известняковыми раковинными песчаниками, состоящими из довольно хорошо окатанных, сортированных по размеру обломков организмов (фораминифер, водорослей, криноидей и др.), сцементированных большей частью карбонатным и изредка глинисто-карбонатным материалом. Интересно, что чем меньше размеры обломочных частиц, тем меньше размеры органических остатков. Такая зависимость распределения органических остатков свидетельствует о механической сортировке. Наряду с известняковыми раковинными песчаниками встречаются иногда детритусовые, шламмовые, водорослевые и криноидные известняки, но проследить по разрезу какие-либо типы пород совершенно невозможно, так как на протяжении даже 5—20 м можно встретить все или почти все разновидности. Вероятно, поэтому, несмотря на послойные сборы образцов, обилие фораминифер, среди которых присутствуют в большом количестве руководящие и зональные виды, в мощной карбонатной толще не удалось выделить не только соответствующие горизонты, но и провести границу между ярусами.

Условия формирования карбонатных осадков в Агаповской синклинали и причины смещения фораминифер (Малахова, 1965) могут быть выяснены только в результате детального изучения каменноугольных отложений на всей площади их развития в Магнитогорском синклинии.

ЛИТЕРАТУРА

- Бражникова Н. Е. и Ярцева М. В. К вопросу об эволюции рода *Monotaxis*. — Вопросы микропалеонтологии, 1956, № 1.
- Липина О. А. Текстуляриды верхней части нижнего карбона южного крыла Подмосковского бассейна. — Труды ИГН АН СССР, сер. геол., 1948, вып. 62, № 19.
- Малахова Н. П. Проблемы стратиграфии зеленокаменного комплекса восточного склона Урала. — Труды Ин-та геол. УФАИ СССР, 1965, вып. 75.
- Раузер-Черноусова Д. М. Стратиграфия визейского яруса южного крыла Подмосковского бассейна по фауне фораминифер. — Труды ИГН АН СССР, сер. геол., 1948, вып. 62, № 19.
- Ферштатер Г. Б. Магнитогорская габбро-гранитная интрузия. Свердловск, 1966 (Урал. фил. АН СССР).

О ТИПАХ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО КРЫЛА МАГНИТОГОРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Г. И. ЧАЙКО, А. В. ЯРКОВА

Челябинская геологическая экспедиция

Значительная изменчивость каменноугольных образований восточного крыла Магнитогорского синклинория впервые отмечена Л. С. Либровичем (1936). Позднее К. П. и А. А. Плюснины (1962) указывали на существенное отличие разреза карбона в западной и восточной частях этого района. На восточном крыле Магнитогорского синклинория от пос. Браиловского на севере до пос. Березовского на юге выделяются четыре основных типа разреза каменноугольных отложений, названные нами чекинским, кипчанским, кондуоровским и аркаимским (см. вкладку). Они отличаются друг от друга относительной ролью в разрезе вулканогенных и осадочных пород и в связи с этим различной мощностью отложений, верхней границей распространения стратифицируемых вулканогенных образований, относительной ролью вулканогенных пород основного и кислого состава, наличием или отсутствием угленосных отложений и другими особенностями.

Чекинский тип разреза карбона развит в западной части рассматриваемого района. Наиболее полный разрез наблюдается непосредственно к югу от г. Чечи по берегам р. Урала и ручья Грязнушки. Для чекинского типа разреза характерно преобладание вулканогенных пород (около 70% разреза по мощности) над осадочными. Среди вулканогенных образований главную роль играют эффузивы и их туфы при подчиненном значении пирокласто-осадочных отложений. Наряду с породами основного состава широко распространены кислые вулканогенные породы, образующие выдержанные по простиранию на значительные расстояния толщи. Последние проявления вулканизма наблюдаются в среднем визе. Верхняя часть разреза нижнекаменноугольных отложений начиная с основания верхнего визе представлена исключительно известняками, которые выше постепенно сменяются известняками, известняковыми песчаниками и гравелитами башкирского яруса среднего карбона. Для чекинского типа разреза характерна наибольшая мощность каменноугольных отложений — более 5 км. Восточная граница площади распространения чекинского типа разреза проходит примерно по меридиану пос. Обручевка.

К востоку от нее развит кипчакский тип разреза. Наиболее полный разрез отложений этого типа наблюдается по берегам р. Кипчак. Для него характерно преобладание осадочных пород (60—70% разреза по мощности) над вулканогенными. Среди вулканогенных образований наибольшим распространением пользуются породы основного состава. Кислые вулканогенные породы играют подчиненную роль и имеют ло-

жальное развитие. Широко распространены пирокласто-осадочные отложения. Характерно присутствие угленосных образований верхнего турне-нижнего визе. Наиболее молодые стратифицируемые вулканогенные породы встречены в косьвинском горизонте нижнего визе. Верхи разреза нижнего карбона, как и в чекинском типе, представлены известняками, но сплошной карбонатный разрез начинается раньше — с западно-уральского, а местами и с косьвинского горизонта нижнего визе. Известняки нижнего карбона несогласно перекрываются терригенными породами среднего карбона. Мощность каменноугольных отложений меньше, чем в разрезах чекинского типа, хотя также остается значительной, достигая 2,5 км. Особенно велико различие в мощности отложений косьвинского (1—1,5 км в разрезах чекинского и 200—300 м в разрезах кипчакского типа) и западно-уральского (около 1 км для чекинского и 120—130 м для кипчакского типа) горизонтов.

Восточная граница площади распространения кипчакского типа разреза проходит по меридиану р. Амамбайки и совпадает с Браиловским разломом, к востоку от которого развит кондуровский тип.

Лучше всего разрез отложений этого типа изучен близ пос. Ново-Кондуровского. В отличие от других типов разреза, отложения карбона в разрезах кондуровского типа представлены лишь осадками кизеловского и косьвинского горизонтов. Для этого типа, как и для кипчакского, характерно преобладание осадочных пород над вулканогенными. Вулканогенные породы представлены эффузивами основного состава, их туфами и туфопесчаниками; пород кислого состава не встречено. Как и для кипчакского типа, характерно присутствие угленосных образований верхнего турне-нижнего визе. Последние проявления вулканизма наблюдаются в верхнем турне (кизеловский горизонт). Верхние горизонты каменноугольного разреза и здесь представлены известняками, причем сплошной карбонатный разрез начинается с верхов кизеловского горизонта. Мощность каменноугольных отложений по сравнению с другими типами разрезов резко сокращена и не превышает 250 м. Восточная граница распространения кондуровского типа разреза проходит примерно по меридиану пос. Александровского.

Восточнее развит аркаимский тип. Наиболее полные разрезы наблюдаются к северу от г. Аркаим и по р. Караганке у пос. Потоцкого. Для аркаимского типа характерно резкое преобладание вулканогенных пород над осадочными, широкое распространение, наряду с основными, кислых вулканогенных пород, преобладающее развитие эффузивов и их туфов среди вулканогенных отложений. Последние проявления вулканизма наблюдаются в верхнем визе. Верхи разреза нижнего карбона представлены известняками, причем сплошной карбонатный разрез начинается с верхнего визе. Мощность каменноугольных отложений более 2 км.

Восточная граница распространения аркаимского типа проходит примерно в меридиональном направлении восточнее пос. Амурского и совпадает с границей Магнитогорского синклиория с Суундукским антиклинорием.

Сравнивая геологическое строение участков развития описанных типов разреза, следует отметить, что, кроме характера разреза карбона, эти участки отличаются друг от друга относительным распространением на дневной поверхности каменноугольных и более древних образований, характером складчатых структур каменноугольных отложений, относительным развитием интрузивных пород в их пределах.

На площади развития чекинского типа разреза к дневной поверхности подходят исключительно каменноугольные образования. Выходы

более древних пород не известны. Широко распространены интрузивные породы, представленные массивами гранитоидов Магнитогорского интрузивного комплекса. Для каменноугольных отложений характерно развитие линейных структур, осложненных разрывными тектоническими нарушениями, и господствующее западное падение пород.

Для района развития кипчакского типа разреза также характерно широкое распространение на дневной поверхности каменноугольных отложений, но здесь отмечаются и выходы девонских эффузивов. Интрузивные породы — габбро, серпентиниты, гранитоиды — развиты лишь вдоль границ этой площади. Для каменноугольных отложений характерны брахискладчатые структуры, осложненные мелкой складчатостью и небольшими разрывными нарушениями.

Та часть района, где наблюдаются разрезы карбона кондуровского типа, в отличие от предыдущих, характеризуется преобладающим распространением докаменноугольных отложений. Характерно широкое развитие серпентинитов и габброидов, залегающих среди докаменноугольных образований, и гранитоидов, выступающих среди отложений нижнего карбона. Каменноугольные осадки залегают несогласно на различных толщах девона, образуя разобщенные наложенные брахисинклинальные структуры.

В восточной части района, где развит аркаимский тип разреза, к дневной поверхности вновь подходят исключительно отложения карбона. Интрузивные породы развиты лишь вдоль границ данной площади. Для каменноугольных образований характерны брахискладчатые структуры, осложненные мелкой складчатостью и разрывными нарушениями.

Разрез отложений карбона западного крыла Суундукского антиклинория резко отличается от всех разрезов Магнитогорского синклинория. Этот тип разреза мы называем утяганским, так как разрез упомянутых отложений лучше всего изучен в верховьях р. Утяганки.

Для утяганского типа характерно отсутствие вулканогенных пород. Примесь пирокластического материала, возможно, встречается лишь в песчаниках и конгломератах нижнего-среднего визе, обнажающихся близ границы с Магнитогорским синклинорием. Верхние горизонты нижнего карбона, начиная с верхов среднего визе, представлены карбонатными породами. Среди визейских отложений широко развиты угленосные образования. Характерной чертой является также присутствие пачки аркозовых конгломератов и песчаников в низах разреза. Отложения карбона интенсивно метаморфизованы близ контакта с Суундукским массивом гранитоидов. Складчатые структуры каменноугольных образований носят в основном линейный характер. Отмечается мелкая изоклиная складчатость, которая не всегда может быть выявлена из-за слабой обнаженности пород, вследствие чего мощность отложений карбона, которая оценивается в 2 км, вероятно, при дальнейших исследованиях окажется меньше.

Площадь распространения каждого из рассмотренных типов геологического разреза каменноугольных отложений представляет собой полосу шириною до 20 км, вытянутую в меридиональном направлении через весь район на протяжении более 70 км. Границы их совпадают с разрывными тектоническими нарушениями. По-видимому, различие типов геологического разреза на столь сравнительно небольшой территории обусловлено различием тектонического развития в пределах отдельных блоков в каменноугольное время. Такая обособленность развития обычна в геосинклинальных областях, где господствует контрастный тектонический рельеф и где зоны, характеризующиеся определенным типом

разреза, располагаются полосами соответственно тектоническому рельефу (Пейве, 1956).

Мы полагаем, что дальнейшее изучение каменноугольных отложений восточного крыла Магнитогорского синклинория, в частности, изучение фаций, выявит еще ряд особенностей описанных зон, что имеет важное значение для направления поисковых работ на железные руды контакто-метасоматического типа.

ЛИТЕРАТУРА

- Либрович Л. С. Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале.— Труды ЦНИГРИ, 1936, вып. 81.
- Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Главнейшие типы глубинных разломов. Ст. 2.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 3.
- Плюснин К. П., Плюснина А. А. К стратиграфии нижнего карбона Магнитогорского синклинория.— Материалы по геол. и полез. ископ. Урала, 1962, вып. 10.

**О РАСЧЛЕНЕНИИ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ
И ПРИНЦИПАХ КОРРЕЛЯЦИИ
ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ
НА МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ
СОКОЛОВСКО-САРБАЙСКОГО РУДНОГО УЗЛА**

А. И. МОСКАЛЕНКО

*Северо-Казахстанское геологическое управление,
Соколовская геологическая экспедиция*

Магнетитовые месторождения Соколовско-Сарбайского рудного узла расположены в пределах Аятско-Кустанайского синклинария, являющегося частью Уральской складчатой системы. П. С. Галкин (1963) выделяет здесь Валерьяновскую структурно-фациальную зону, пространственно совпадающую с Валерьяновской синклинальной зоной (по Мазиной, 1963) и сложенную главным образом осадочно-вулканогенными образованиями нижнекарбонového возраста, суммарная мощность которых составляет 9000—10 000 м. К толще указанных образований приурочены все известные магнетитовые месторождения и магнитные аномалии. Вполне естественно желание исследователей расчленить разрез на более мелкие по мощности литолого-стратиграфические единицы. Впервые такое расчленение произведено А. С. Пospelовой, а позднее С. Н. Гайс, П. С. Галкиным. Наиболее удачное, однако не лишенное существенных недостатков, расчленение произведено П. С. Галкиным (1963).

П. С. Галкин выделяет здесь валерьяновскую серию и расчленяет ее на две подсерии — нижнюю и верхнюю валерьяновские. В нижней выделяются три свиты¹: сарбайская (турне-нижнее визе), сложенная преимущественно туфами андезитовых порфиритов, соколовская (среднее — верхнее визе) — известняками куржункульская (верхнее визе) — туфами андезитовых порфиритов и порфиритами. Мощность свит составляет соответственно около 4 км, 500—700 м и 1,5—2 км.

П. С. Галкин указывает, что сарбайская свита получила название по Сарбайскому месторождению магнетитов, приуроченных к ее верхней приконтактной части; соколовская названа по приуроченному к ней Соколовскому месторождению. Это утверждение является недоразумением. По нашим данным (подтвержденным петрографическим изучением пород и определениями их возраста по микрофауне), литолого-стратиграфический разрез Сарбайского месторождения вплоть до деталей совпадает с литолого-стратиграфическим разрезом Соколовского месторождения и, следовательно, выделение здесь двух свит (по Галкину) теряет смысл.

Сохраняя выделенную им сарбайскую свиту как таковую, мы относим к ней широко распространенные в пределах Соколовско-Сарбайского рудного узла наиболее полно представленные и изученные на Сарбайском месторождении безрудные пирокластические и эффузив-

¹ Верхняя подсерия на свиты не расчленена.

ные образования андезитового состава (туфы, андезитовые порфириды) с редкими маломощными прослоями других пород, залегающие в основании литолого-стратиграфического разреза и имеющие, как считает большинство исследователей (Мазина, Пиунов, Захаров, Макаричев и др.) средневизейский возраст (в отличие от турне — нижневизейского возраста, по Галкину). Мощность свиты более 2000 м.

К соколовской свите мы относим вулканогенно-осадочные отложения, широко распространенные на всех магнетитовых месторождениях Соколовско-Сарбайского рудного узла и представленные главным образом известняками и туффитами. Возраст этих отложений по многочисленным определениям микрофауны, произведенным Т. В. Прониной (Уральское геологическое управление), А. С. Поспеловой и В. М. Рахманько (Северо-Казахстанское геологическое управление), Л. М. Донковой (ВСЕГЕИ) и другими датируется как среднее — верхнее визе. Наиболее полно разрез этих отложений представлен на Соколовском месторождении. Мощность свиты составляет 250—600 м. К ней приурочены все основные рудные залежи магнетитовых месторождений.

П. С. Галкин принципиально неверно ограничил соколовскую свиту известняками по следующим соображениям. Во-первых, существует фациальный переход известняков в туффиты (и наоборот), часто с полным выклиниванием известняков или туффитов. Во-вторых, выше известняков и согласно с ними на Соколовском, Южно-Сарбайском и других месторождениях Соколовско-Сарбайского рудного узла залегают пачка туффитов (мощность 100—250 м), возраст которой по находкам микрофауны также датируется как среднее — верхнее визе. На Соколовском месторождении по породам этой пачки, так же как и по нижележащим известнякам и туффитам, развиваются магнетитовые руды, в южной части месторождения сливающиеся в сплошную рудную залежь. Выше туффитов на указанных месторождениях залегают литологически и петрографически иная (не характерная для соколовской свиты и фаунистически охарактеризованная как верхнее визе — намюр) толща андезито-базальтового состава (андезито-базальтовые порфириды и их туфы), в связи с чем верхняя граница соколовской свиты проводится нами по контакту туффитов с указанным вулканогенными образованиями, слагающими третью — куржункульскую свиту.

Андезито-базальтовые порфириды и туфы куржункульской свиты содержат значительные по мощности прослои туфопесчаников, туффитов, арриллитов, в верхней ее части характеризующиеся розовыми и красными тонами окраски. Возраст свиты — верхнее визе — намюр. Мощность до 1,5—2 км. К низам свиты приурочено магнетитовое рудопроявление прожилкового типа.

Приведенное выше расчленение осадочно-вулканогенной толщи на три свиты, оказывающее значительную помощь в изучении района, недостаточно для изучения отдельных месторождений. Потребовалось более детальное расчленение, позволяющее отчетливо коррелировать детали геологических разрезов и отдельные рудные тела. Большая работа в этом отношении проведена в 1961—1964 гг. сотрудниками Ленинградского горного института им. Г. В. Плеханова и Казахского института минерального сырья. Наиболее детальные работы проведены В. М. Изойтко (1964), которая расчленила осадочно-вулканогенную толщу Сарбайского месторождения по преобладающему литологическому составу на семь пачек. К сожалению, В. М. Изойтко и другие исследователи не учли фаунистические определения возраста пород и упустили некоторые важные закономерности строения вулканогенно-осадочной толщи, имеющие значение для корреляции разрезов магнетитовых месторожде-

ний Соколовско-Сарбайского рудного узла в целом, и поэтому их схемы оказались применимыми только для тех месторождений, для которых они были составлены.

Автор, в течение нескольких лет (1961—1967 гг.) занимавшийся изучением нескольких месторождений (Соколовское, Сарбайское, Южно-Сарбайское, Ломоносовское, Восточно-Кунайжаркульское и др.), пытался выяснить общие закономерности строения вулканогенно-осадочной толщи района и на этой основе произвести ее расчленение и выделить характерные для Соколовско-Сарбайского рудного узла основные маркирующие и рудоконтролирующие горизонты. Наиболее благоприятным объектом в этом отношении явилось новое — Южно-Сарбайское месторождение, разрез которого является как бы сводным разрезом для магнетитовых месторождений Соколовско-Сарбайского рудного узла в целом. В качестве основы для детального расчленения разреза на более мелкие литолого-стратиграфические единицы (пачки) автором принят литологический и петрографический состав пород.

На Южно-Сарбайском месторождении в сарбайской, соколовской и куржункульских свитах по преобладающему литолого-петрографическому составу (см. рисунок) нами выделены следующие девять пачек горных пород.

В сарбайской (безрудной) свите: *I* — пачка андезитовых порфиритов (мощность более 200 м); *II* — пачка вулканических брекчий андезитового состава (мощность 180 м); *III* — пачка псаммитовых туфов андезитового состава (мощность 25—30 м).

В соколовской (основной рудоносной) свите: *IV* — рудоносная пачка, сложенная известняками и туффитами (мощность 150—300 м); *V* — пачка «безрудных» туффитов (мощность 80—180 м).

В куржункульской свите: *VI* — пачка полифировых плагиоклазовых андезито-базальтовых порфиритов и их туфов (мощность 160—360 м); *VII* — пачка пород смешанного состава, сложенная туффитами и туфами (мощность 140—180 м); *VIII* — пачка крупнолейстовых плагиоклазовых андезито-базальтовых порфиритов (мощность 75 м); *IX* — пачка гематитизированных розовых и красных вулканических брекчий и мелкообломочных туфов преимущественно андезито-базальтового и базальтового состава (мощность более 200 м).

Основной рудоконтролирующей пачкой для месторождений Соколовско-Сарбайского рудного узла является *IV* пачка. Здесь локализуется более 85% всех запасов магнетитовых руд, характеризующихся тонкозернистым сложением и повышенным содержанием железа. К *V* пачке приурочены промышленно ценные рудные залежи лишь на Соколовском месторождении, на остальных эти залежи не представляют существенного интереса вследствие их малой мощности или низкого качества руд. К *VI* пачке приурочены легкообогатимые крупно- и среднезернистые магнетитовые руды прожилкового типа с низким (в среднем 23—32%) содержанием железа. Это руды будущего. Незначительные по мощности их залежи присутствуют также в *VIII* пачке (Соколовское месторождение). Остальные пачки безрудные.

Характерной особенностью является постепенное увеличение основности пород, слагающих пачки, в направлении снизу вверх (от андезитов до андезито-базальтов и базальтов).

Естественно, что вследствие явлений выклинивания и частично фациального перехода одних пород в другие некоторые из выделенных пачек на отдельных месторождениях Соколовско-Сарбайского рудного узла могут отсутствовать или фиксируются буровыми скважинами не на всей площади месторождения, однако общая закономерность распо-

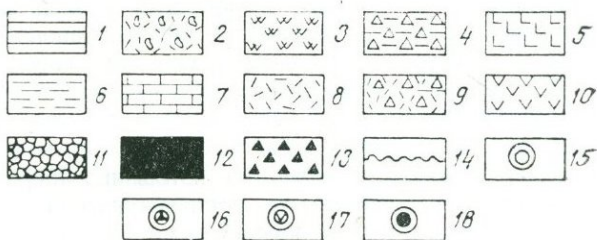
ложения их в разрезе остается неизменной. Наиболее выдержанными являются II, VI, VIII пачки, которые зафиксированы почти на всех месторождениях (Соколовском, Сарбайском, Южно-Сарбайском, Ломоносовском и др.) и могут рассматриваться как маркирующие горизонты.

Южно-Сарбайское месторождение. Пример расчленения осадочно-вулканогенных образований Соколовско-Сарбайского рудного узла на свиты и пачки.

1 — рыхлые покровные отложения; 2 — розовые и красные вулканические брекчи преимущественно андезитобазальтового и базальтового состава; 3 — крупнолестовые плагноклазовые андезитобазальтовые порфириты; 4 — туффиты и туфы; 5 — полифировые плагноклазовые андезитобазальтовые порфириты и их туфы; 6 — туффиты; 7 — известняки; 8 — паммитовые туфы андезитового состава; 9 — вулканические брекчи андезитового состава; 10 — андезитовые порфириты; 11 — крупно- и среднезернистые магнетитовые руды прожилкового типа; 12 — тонкозернистые магнетитовые руды; 13 — зоны не промышленного маргит-магнетитового оруденения; 14 — стратиграфические несогласия; 15 — пачки неперспективные (безрудные); 16 — пачки с незначительным (непромышленным) маргит-магнетитовым оруденением; 17 — пачки с промышленным магнетитовым оруденением прожилкового типа; 18 — основные рудоконтролирующие пачки, характеризующиеся максимальной степенью рудоносности.

I—IX — номера пачек (снизу вверх).

Отдел	Ярус	Серия	Подсерия	Свита	Пачек	Колонка	Средняя мощность	Приуроченность рудных залежей	Степень рудоносности
Кайнозой и мезозой							108		
Нижний карбон	Верхнее виле-намюр	Валерьяновская	Нижняя валерьяновская	Соколовская	Куржункульская	IX	300		○
						VIII	75	⊙	
						VII	180	○	
						VI	300	⊙	
						V	110	⊙	
	Среднее виле-валерьяновское	Валерьяновская	Нижняя валерьяновская	Соколовская	Сарбайская	IV	170	⊙	
						III	40	⊙	
						II	180	⊙	
						I	200	⊙	



Это позволяет произвести корреляцию литолого-стратиграфических разрезов всех месторождений и, учитывая явно выраженный литологический контроль оруденения, направить поисковые работы на перспективные, но мало изученные или неизученные площади и глубины. Из этих соображений Кунайжаркульская и Талкульская магнитные аномалии, Юго-Восточный участок Ломоносовского месторождения (на которых буровыми скважинами зафиксированы, но не пересечены породы VI пачки, содержащие прожилковое магнетитовое оруденение), являются перспективными в отношении поисков магнетитовых руд на глубоких горизонтах.

Сложность изучения магнетитовых месторождений Соколовско-Сарбайского рудного узла, как и Тургайского прогиба в целом, заключает-

ся в том, что в зоне оруденения и за ее пределами горные породы в большинстве случаев превращены в различные типы метасоматитов и скарнов. В этих условиях во избежание серьезных ошибок необходим правильный методический подход к изучению месторождений. Он заключается в том, чтобы по ряду прямых или косвенных признаков определить первичные горные породы, по которым образовались скарны и метасоматиты, что позволит произвести реконструкцию геологического разреза, выявить маркирующие и рудоконтролирующие горизонты и на этой основе целенаправленно проводить поисковые работы.

ЛИТЕРАТУРА

- Галкин П. С. Некоторые вопросы геологии, вулканизма, металлогении Западного Тургая.— Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Первого Урал. петрогр. совещ., т. 2. Свердловск, 1963.
- Изюмко В. М. Закономерности строения вулканогенно-осадочной толщи Сарбайского месторождения.— Зап. ЛГИ, 1964, т. 47, вып. 2.
- Мазина Е. А. Схематическая структурно-геологическая карта доюрского фундамента.— Атлас Кустанайской области. М., Изд-во ГУГК СССР, 1963.

ЗНАЧЕНИЕ РАДИОЛЯРИЙ ДЛЯ УТОЧНЕНИЯ СТРАТИГРАФИИ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА

Б. М. САДРИСЛАМОВ

Башкирское территориальное геологическое управление

Радиолярии являются одними из самых распространенных органических остатков в нижне- и среднепалеозойских отложениях Южного Урала. Поэтому в последние годы радиолярии в комплексе с микрофауной и фораминиферами широко используются нами для уточнения стратиграфии палеозойских отложений Южного Урала.

Изучение радиолярий проводится в двух направлениях. Первое — с целью расчленения палеозойских (кембрий-пермских) отложений Ю. Урала на биозоны, т. е. разработка более дробной стратиграфической схемы. Второе — с целью уточнения детального расчленения «немых» меденосных и золотоносных вулканогенно-осадочных образований Южного Урала.

Ближайшей задачей является уточнение возраста и детальное расчленение вулканогенно-осадочных отложений баймак-бурибаевской свиты, к которой приурочены месторождения многих ценных полезных ископаемых.

Изучение палеозойских радиолярий проводится в прозрачных шлифах по методике, изложенной в работах Д. М. Чедия (1952), Р. Х. Липман (1959, 1965), А. И. Жамойда (1960) и других исследователей. Большое внимание уделяется сбору каменного материала. Все пробы отбираются с помощью 10-кратной лупы по разрезу послойно из всех литологических разностей терригенных и пирокластических пород. Разрезы намечаются в местах пологого и спокойного залегания пород. Отбираются в основном темные (черные, бурые и вишнево-красные) разности пород, из которых получают очень контрастные шлифы. Менее пригодны светлые и тонкослоистые разности пород, так как в первых скелеты радиолярий сливаются со светлым фоном породы и трудно поддаются изучению, а в тонкослоистых радиолярии, как правило, сильно деформированы и непригодны для определения, а тем более монографического изучения.

В палеозойских отложениях региона радиолярии встречены в следующих породах (в порядке убывания количества радиолярий): яшмовидных туффитах, углисто-кремнистых и глинисто-кремнистых сланцах, фтанитах (роговиках), туфосланцах, туфопесчаниках, туфах, песчаниках, конгломерато-брекчиях и известняках.

Изучение радиолярий из обломков терригенных пород имеет важное значение для установления области сноса и выяснения генезиса отложений. Предварительно в отложениях палеозоя Южного Урала выделены 15 комплексов радиолярий: каялинский, кидрясовский, губерлинский, лландоверийский, венлокский, лудловский, нижнебаймак-бурибаевский, верхнебаймак-бурибаевский, майский, карамалыташский, мукасовский, нижнегурнейский, березовский, верхнекаменноугольный и пермский.

Каялинский комплекс установлен в глинисто-кремнистых сланцах каялинской (?) свиты р. Хмелевки. Радиолярии представлены новыми видами из родов *Druppula* (?) и *Staurodruppa*. Скелеты их состоят из деформированных двух, трех и четырех эллипсовидных оболочек, соединенных четырьмя или многочисленными радиальными стержнями. Некоторые формы снабжены четырьмя длинными трубчатыми иглами. Этот комплекс нами отнесен к кембрию условно, так как залегает стратиграфически ниже слоев с *Bellingsella akbulakensis* Andr.

Кидрясовский комплекс установлен в темно-серых кремнистых сланцах кидрясовской свиты по рекам Б. и М. Каяла. Представлен видами из родов *Staurodruppa*, *Staurolonche*, *Druppula*, *Prunulum*, *Hexalonche*. Скелеты их состоят из двух и трех эллипсовидных оболочек, имеющих очень мелкие поры с широкими прямоугольными перегородками. Концы перегородок заострены.

Нижнетремадокский возраст комплекса доказан находками *Tritochina lermontova* Lessn. и *Dictyonema* sp. Комплекс встречен на западном склоне Ю. Урала и по р. Катрале и на восточном склоне — по рекам Сакмарю (у дер. Бекешево), Губерле (пос. Владимирская Искра) и Дерганш.

Губерлинский комплекс выявлен в яшмовидных туффитах губерлинской и кураганской свит по рекам Губерле, Б. Каяле и правому притоку р. Блявы. Представлен новыми видами родов *Carposphaera*, *Liosphaera*, *Thecosphaera*, *Rhodosphaera*, *Cromysphaera*, *Caryosphaera*, *Ellipsoidium* (?). Это двух-, трех- и четырехсферические реже эллипсовидные формы с широкими порами и узкими фигурными и конусовидными межпоровыми перегородками в сферах. Нижне-среднеордовикский возраст комплекса установлен по наличию *Didumograptus klotschichini* Obut. и др. Комплекс встречается также в нижне-среднеордовикских отложениях Центрального Казахстана.

Лландоверийский комплекс установлен в битуминозных углесто-кремнистых граптолитовых сланцах сакмарской, поляковской и бетринской свит на Сакмарском и Кракинском поднятиях и в Магнитогорском мегасинклинории. Комплекс очень богатый (более 60 видов), состоит из представителей родов *Spongosphaera*, *Spongoplegma*, *Thecosphaera*, *Rhodosphaera*, *Cromyosphaera* (?), *Caryosphaera* (?), *Staurolonche*, *Trilonche*, *Acanthosphaera*, *Haliomma*, *Strauocromyum*, *Staurocontium* (?), *Dorycontium* (?), *Carposphaera*. Скелеты их состоят из двух и более концентрических, концентрическо-спиральных и спиральных ячеистых и губчатых оболочек. Поры и перегородки различны как по форме, так и по величине. Большинство экземпляров снабжено тонкими длинными трубчатыми иглами или многочисленными тупыми короткими трубчатыми отростками.

Возраст комплекса доказан по находкам средне- и верхнелландоверийских граптолитов: *Hedrograptus janischewskyi* Obut., *Climacograptus scalaris* His., *Rastrites* sp., *Oktavites spiralis* Obut., *Stomatograptus grandis* Suess. и др.

В других регионах этот комплекс известен из силурийских отложений Полярного Урала (коллекция К. П. Евсеева) и из средневерхнелландоверийских граптолитовых сланцев Саксонии (Rothpletz, 1880).

Венлокский комплекс выявлен в углесто-кремнистых и кремнисто-глинистых граптолитовых сланцах Магнитогорского мегасинклинория. Представлен родами *Cenosphaera* и *Carposphaera*. Формы ячеистые одно- и двухсферические. Изучен недостаточно. Венлокский возраст определен по находкам *Cyrtograptus murchisoni* Carr.

Лудловский комплекс найден в битуминозных углесто-кремнистых граптолитовых сланцах Сакмарского и Кракинского поднятий и Магнитогорского мегасинклинория. В отличие от других комплексов ниже- и среднепалеозойских радиолярий, лудловский состоит из представителей двух отрядов: *Spumellaria* и *Nassellaria*. Из *Spumellaria* присутствуют очень мелкие формы

рода *Carposphaera* и *Staurolonche*, а из *Nassellaria* — представители рода *Cornutella* (?), *Lithomitra* (?). Возраст комплекса определяется находением *Pristiograptus bohemicus* Barr., *P. nilssoni* Lpw., *Monograptus uncinatus* Tulld. и др.

Нижнебаймак-бурибаевский комплекс обнаружен в вишнево-красных яшмовидных туффитах основания баймак-бурибаевской свиты по реке Каменная Балка (участок Красный Маяк) на Таналыкском поднятии. Он представлен новыми видами родов *Cenosphaera*, *Carposphaera*, *Liosphaera*, *Staurolonche*, *Trilonche*, *Dorysphaera*, *Dorylonchidium*. Для них характерны широкие поры, отделенные фигурными и конусовидными (в сечении) перегородками и наличие у ряда форм широких тонкостенных трубчатых игл.

Предположительный нижнесилурийский возраст комплекса принят по залеганию яшмовидных туффитов в разрезе близко к слоям с *Oktavites spiralis* и *Stomatograptus grandis* и стратиграфически значительно ниже (1000 м) нижнелудловских граптолитовых сланцев, содержащих *Pristiograptus nilssoni* Lpw., *Pristiograptus bohemicus* Barr., *Saetograptus chimaera* Barr.

В Присакмарской зоне этот комплекс установлен на Ивановском и Иштинском месторождениях сульфидных руд, у пос. Казанка по ручью Яман-Касы (приток р. Дергаиш).

Верхнебаймак-бурибаевский комплекс выявлен в вишнево-красных яшмовидных туффитах, в верхних горизонтах баймак-бурибаевской свиты и представлен видами рода *Cenosphaera*, *Carposphaera*, *Cenellipsis*. Скелет их состоит из одной или двух мелко- или крупноячеистых оболочек. Перегородки между порами фигурные, конусовидные и прямоугольные. Возраст не установлен, предположительно — верхний силур. Комплекс встречен в рудовмещающих отложениях месторождений меди и золота.

Майский комплекс установлен в яшмовидных туффитах майской толщи. В нем изобилуют виды из родов *Cenellipsis* и *Cenosphaera*, реже встречаются *Carposphaera*, *Staurolonche*, *Stauroxiphus*. Скелеты их крупные, состоят из одной, реже двух оболочек, пронизанных мелкими шести- и пятиугольными порами. Перегородки между порами тонкие, конусовидные, реже широкие конусовидные или фигурные. У многих форм появляются граненые иглы. Возраст не установлен, предположительно — верхний силур (?) — нижний девон. Комплекс встречен у деревень Сагитово, Мамбетово, Тамаковка, Бахтигареево, пос. Ново-Петровский, Акмурун и горы Шейняк-Тау на Таналыкском поднятии.

Карамалыташский комплекс установлен в вишнево-красных яшмовидных туффитах карамалыташской свиты и бугулыгырской толщи. Представлен новыми видами из родов *Cenosphaera*, *Carposphaera*, *Liosphaera*, *Staurolonche*, *Trilonche*. Скелеты их состоят из одной или двух сфер с очень широкими порами, перегородки между которыми в основном конусовидные. У большинства форм граненые иглы. Среднедевонский возраст комплекса установлен по находкам в линзах рифогенных известняков на разных стратиграфических уровнях *Favosites* ex gr. *goldfussi* Orb., *Uncinulus subcordiformis* Schnur., *Clorindina eifeliensis* (Stein). Этот комплекс радиолярий встречен во многих разрезах Крыктинской, Узункырской и Сафаровской структурно-фациальных зон.

Мукасовский комплекс выявлен в темно-серых кремнистых сланцах мукасовского горизонта и характеризуется обилием представителей рода *Staurolonche*, *Liosphaera*, *Carposphaera*, реже *Rhodosphaera*, *Spongoplegma*, *Trilonche*, *Stauroxiphos*, *Stauroconthium*, *Dorysphaera*, *Cenosphaera*, *Acanthosphaera*, *Staurodruppa*, *Xiphosphaera*.

Во многих формах наряду с главными трубчатыми или гранеными иглами на внешних сферах присутствуют многочисленные отростки (шипы). Франский возраст установлен по находкам *Hypothyridina cuboides* Sow., *Megalodon*

crassus Eichw., *Manticoceras intumescens* Beug., *Manticoceras ammon* Keys. Комплекс встречен в доманиковых слоях франского яруса в Татарской АССР (Быкова, 1955), в дер. Тавтиманово Баш. АССР (коллекция А. Я. Виссарионовой), в Прибельской зоне, Зилаирском синклинории, в Присакмарской и Узынкульской зонах Магнитогорского мегасинклинория.

Нижнетурнейский комплекс приурочен к углисто-глинисто-кремнистым сланцам и представлен видами родов *Cromyosphaera*, *Caryosphaera*, *Staurolonche*, *Staurocontium*, *Dorysphaera*, *Xiphosphaera*, *Acanthosphaera*, *Cenosphaera*, *Carposphaera*, *Druppula*, *Stylosphaera*, *Liosphaera*. Скелеты их состоят из одно- или многосферических оболочек. Многие экземпляры снабжены равно- и разновеликими трубчатыми и радиальными иглами. Комплекс встречен по р. Сикашты на западном склоне Южного Урала. Нижнетурнейский возраст его доказан по фораминиферам и макрофауне.

Березовский комплекс приурочен к серым глинисто-кремнистым сланцам березовской свиты. В нем преобладают виды из родов *Staurolonche*, *Haliomma*, *Acanthosphaera*, реже *Carposphaera*, *Cenosphaera*. На западном склоне Ю. Урала появляются представители отряда *Nasellaria*. Скелеты их состоят из одной или двух ячеистых сфер. Большинство форм снабжены тонкими очень длинными трубчатыми иглами и нередко имеют мелкие отростки (шипики). Верхнетурнейско-верхневизейский возраст комплекса установлен по фораминиферам и брахиоподам. Комплекс установлен в Уртазымской синклинали, Зилаирском мегасинклинории на западном склоне Южного Урала.

Верхнекаменноугольный комплекс приурочен к известковистым кремнисто-глинистым сланцам и мелкозернистым известнякам. В нем преобладают представители рода *Porodiscus*, *Carposphaera*, *Cromyosphaera*, *Cenellipsis* и *Rhopalastrum*. Из *Porodiscus* присутствуют виды с 5—6 оболочками, имеющими концентрическое или спиральное строение. Возраст комплекса установлен по фораминиферам. Комплекс известен на западном склоне Южного Урала.

Пермский комплекс известен из швагеринского горизонта нижней перми на западном склоне Южного Урала. Представлен видами из рода *Porodiscus*, скелеты которых сложены из 8—12 концентрических или спиральных оболочек, навивающихся вокруг центральной сферической оболочки. Возраст комплекса установлен по фораминиферам. Комплекс известен на западном склоне Южного Урала.

Кроме того, нам переданы коллекции радиолярий из энганопэйской свиты верхнего протерозоя или кембрия. Радиолярии приурочены к углисто-глинисто-кремнистым сланцам. Они относятся к родам *Druppula* и отличаются от палеозойских форм. Интересна коллекция кембрийских радиолярий Центрального Казахстана, переданная нам А. Д. Петровским. Радиолярии приурочены к вишнево-красным кремнистым сланцам и относятся к родам *Liosphaera*, *Staurosphaera*, *Staurolonche*, *Dorysphaera*, *Rhodospaera*. Они имеют много общих черт с радиоляриями нижнего и среднего ордовика и отличаются от них обилием форм с тонкими длинными трубчатыми иглами.

При изучении палеозойских радиолярий получены новые данные по стратиграфии региона.

1. В западном борту Магнитогорского мегасинклинория из состава нерасчлененного нижнего палеозоя выделены ордовикские отложения, содержащие радиолярии кидрясовского комплекса. Синхроничные отложения выделяются в северном, западном и восточном обрамлении Катралинского массива ультрабазитов. Ранее они относились к зилаирской свите верхнего девона.

2. Доказана синхроничность «немых» отложений губерлинской свиты и палеонтологически охарактеризованных ниже-среднеордовикских образований кураганской свиты. Наличие многочисленных общих форм в верхних горизонтах этих свит и в отложениях лландовери косвенно указывает, что верхние

горизонты губерлинской и кураганской свит могут иметь верхнеордовикский возраст. Это требует дополнительных исследований.

3. Подтвержден силурийский возраст «немых» меденосных вулканогенно-осадочных отложений баймак-бурибаевской свиты и силурийский возраст отложений, развитых в обрамлении северного ультрабазитового массива Крака. А. В. Клочихиным они выделялись в кракинскую свиту нижнего карбона. Данные возраста, полученные по радиоляриям, в свою очередь, подтверждены находками граптолитов (*Pristiograptus bohemicus* Barr. и др.), характерных для нижнелудловского яруса. Доказан силурийский возраст по радиоляриям меденосных вулканогенно-осадочных отложений Салават-Бурангуловского участка. О. А. Нестояновой они относились к верхнему девону.

4. В Узынкырской зоне Магнитогорского мегасинклинория подтверждено наличие предкобленц-эйфельского перерыва. У поселков Ново-Балапаново (р. М. Кизил), Калканово и Вознесенка палеонтологически охарактеризованные известняки кобленц-эйфеля трансгрессивно залегают на нижне- и верхне-силурийских образованиях. Возраст последних установлен по радиоляриям. Ранее они О. А. Нестояновой относились к среднему девону. В этой же зоне, у дер. Ильтибаново установлено наличие крупного стратиграфического несогласия в основании мукасовской толщи и колтубанской свиты франского яруса. В базальном конгломерате обоих горизонтов содержатся гальки кремнистых сланцев с радиоляриями нижнего силура. Мукасовская толща здесь залегает непосредственно на нижнесилурийских образованиях.

5. В пределах Зилаирского синклинория, Кракинского и Сакмарского поднятий и западного борта Магнитогорского мегасинклинория подтверждается наличие крупных надвигов, по которым силурийские отложения надвигаются на породы зилаирской свиты (участок Сосновка, р. Узян у дер. Узян, р. Сакмара у деревень Русский Азям и Иткулово II) или на среднедевонские отложения (дер. Мурадымово).

ЛИТЕРАТУРА

- Быкова Е. В., Поленова Е. Н. Фораминиферы, радиолярии и остракоды девона Волго-Уральской области. М., Гостоптехиздат, 1955 (ВНИГРИ).
- Жамойда А. И. Методика изучения палеозойских и мезозойских радиолярий в шлифах.—Труды первого семинара по микрофауне. М., Гостоптехиздат, 1960 (ВНИГРИ).
- Липман Р. Х. Основы палеонтологии. Общая часть. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Липман Р. Х. Справочное руководство по изучению ископаемых радиолярий СССР. Методическая часть (рукопись). Л., ВСЕГЕИ, 1965.
- Чедия Д. М. Обзор систематики радиолярий. Душанбе, Изд-во Тадж. гос. ун-та, 1959.
- A. Rothpletz. Radiolarien, Diatomaceen und Sphärosomatiten im Silurischen Kiesel-schiefer von Langenstriegis in Sachsen.—*Geol. Ges.*, vol. 32, S. 447.

КОРАЛЛЫ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНОГО МОРЯ НА ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ ЮЖНОГО УРАЛА

Е. И. КАЧАНОВ

*Уральское территориальное геологическое управление,
Челябинская геологическая экспедиция*

Основные черты палеогеографии восточного склона Ю. Урала в раннекаменноугольную эпоху были восстановлены Л. С. Либровичем (1936), Г. А. Смирновым (1957) и Н. Ф. Мамаевым (1965). Новые данные, полученные при изучении кораллов, позволяют уточнить характер морского бассейна этой эпохи.

Нами принята схема стратиграфии нижнего карбона, приведенная в работе Л. М. Донаковой и др. (1968).

Фауна кораллов в исследованных отложениях весьма богата и разнообразна. Всего известно 122 вида хететид, табулят и тетракораллов, принадлежащие 48 родам и подродам, относящиеся к 21 семейству, причем каждые новые сборы, после их обработки, продолжают пополнять список (Качанов, 1965; Донакова и др., 1968).

Между комплексами кораллов верхнего девона и кизеловского горизонта нет ничего общего. Это может указать на отсутствие преемственности в развитии девонских и каменноугольных кораллов в рассматриваемом районе, что объясняется отсутствием

кораллов в раннем турне, ввиду крайне неблагоприятных для них условий обитания в мелководном бассейне с большим поступлением терригенного материала.

Все кораллы, судя по значительному числу родов и видов (рис. 1 и 2), разнообразному систематическому составу, в котором представлены все их основные группы (рис. 3), большому количеству экземпляров многих видов, нормальным и крупным для того или иного вида размерам, обилию широко-распространенных видов, а также строению внутреннего скелета и эколого-фациальному облику, были обитателями нормального морского бассейна.

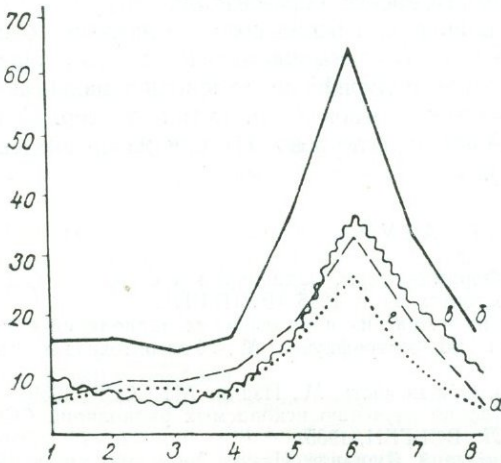


Рис. 1. Общее число родов и видов кораллов по стратиграфическим горизонтам.

По оси ординат общее число: *a* — родов; *b* — видов; *в* — пришлых и широкораспространенных видов; *г* — местных, уральских и новых видов.

По оси абсцисс показаны стратиграфические горизонты: 1 — кизеловский; 2 — косьвинский; 3 — западноуральский (низы); 4 — западноуральский (верхи); 5 — узун-зяльский; 6 — ладейнинский; 7 — нижнегубахинский; 8 — усть-сарбайский.

К такому же выводу приводит и сопоставление комплексов кораллов рассматриваемого моря с хорошо изученными комплексами кораллов Русской платформы, Донбасса, Казахстана и Кузбасса.

Анализ распределения по стратиграфическим горизонтам числа родов и видов кораллов (см. рис. 2) и изменения их систематического состава (см. рис. 3) указывают на следующую закономерность: число родов и видов и степень разнообразия комплекса растут в направлении от кизеловского до ладейнинского времени включительно, а затем резко уменьшаются — в нижнегубахинское и усть-сарбайское время.

Выделяются два этапа эволюции кораллов, отличающиеся уровнем развития скелета кораллов и в целом отражающие ход геологического развития района — турнейский и визейско-намурский.

К позднему турне относится кратковременный расцвет *Syringopora*, преимущественно форм с мелкими кораллитами и одиночных тетракораллов с богатой пузырьчатой тканью на периферии, без столбика и с короткими септами (каниноидные формы) *Caninia*, *Caninophyllum*, *Siphonophyllia*, *Uralinia* или со столбиком и с длинными септами (*Cyathoclisia*). Турнейский этап может быть назван этапом становления раннекаменноугольных кораллов.

На начало визе, на раннезападноуральское время, приходится резкая грань, выражающаяся у сирингопорид в появлении форм с толстыми стенками и слабее развитыми днищами и соединительными трубками (*Multithecopora*), а среди одиночных тетракораллов эволюционируют канинииды в сторону удлинения септ (*Bifossularia*). Появляются новые семейства одиночных и колониальных клизиофиллид, вымирают почти все ранее существовавшие. В визейское время высокоспециализированные одиночные и колониальные клизиофиллоидные тетракораллы, особенно с осевыми структурами (*Dibunophyllum*, *Aulophyllum*, *Lithostrotion*, *Lonsdaleia* и др.) быстро развиваются, достигая максимального обилия и разнообразия в ладейнинское время. Небольшую роль, как и в турнейском этапе, играют примитивные одиночные тетракораллы без пузырьчатой ткани (*Zaphrentis*, *Enniskillenina*, *Sychnoelasma*), резко падает значение форм с пузырьчатой тканью, но без осевых структур (*Keyserlingophyllum*, *Palaeosmia*, *Amplexus*, *Kizilia* и др.). Появление хетейд в конце среднего визе (*Chaetetes*) и табулят с массивными полипниками в среднем визе (*Roemeripora*) связано, по всей вероятности, не с эволюционными, а фациальными причинами — продолжавшейся трансгрессией морского бассейна, его углублением и резким сокращением поступления глинистого материала.

В самом конце позднего визе, когда начинается регрессия моря и обмеление значительных его участков, происходит быстрое вымирание всех групп кораллов. Лишь в наиболее глубоководных его участках, где сохранились условия, близкие к ранее существовавшим, продолжали доживать хететиды (*Boswellia*) и высокоспециализированные тетракораллы (*Palaeosmia*, *Aracholasma*, *Lithostrotion*). В специфических условиях прибрежного мелководья обитал узкофациальный комплекс одиночных кораллов очень примитивного древнего облика (*Enniskillenina*, *Rylstonia*, *Cyathaxonia*). Новые для карбона роды не появляются, а новые виды единичны. Эти данные свидетельствуют об отсутствии самостоятельного намурского этапа развития кораллов.

Визейско-намурский этап может быть назван этапом становления (западноуральское время), расцвета (узун-зяльское, ладейнинское время и начало нижнегубахинского времени) и угасания (вторая половина нижнегубахинского времени и усть-сарбайское время) раннекаменноугольных кораллов на восточном склоне Южного Урала.

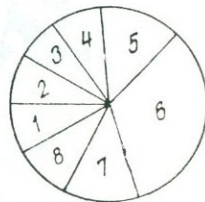


Рис. 2. Сравнительное число видов кораллов по стратиграфическим горизонтам (1—8).

На фоне этого общего процесса выявлены и частные явления, отражающие поведение отдельных групп кораллов. На протяжении позднего турне и почти всего визе (до ладейнинского времени включительно) неуклонно и значительно уменьшается роль табулят с ветвистыми колониями (от 45 до 6% от общего числа видов кораллов соответствующего горизонта) и одиночных

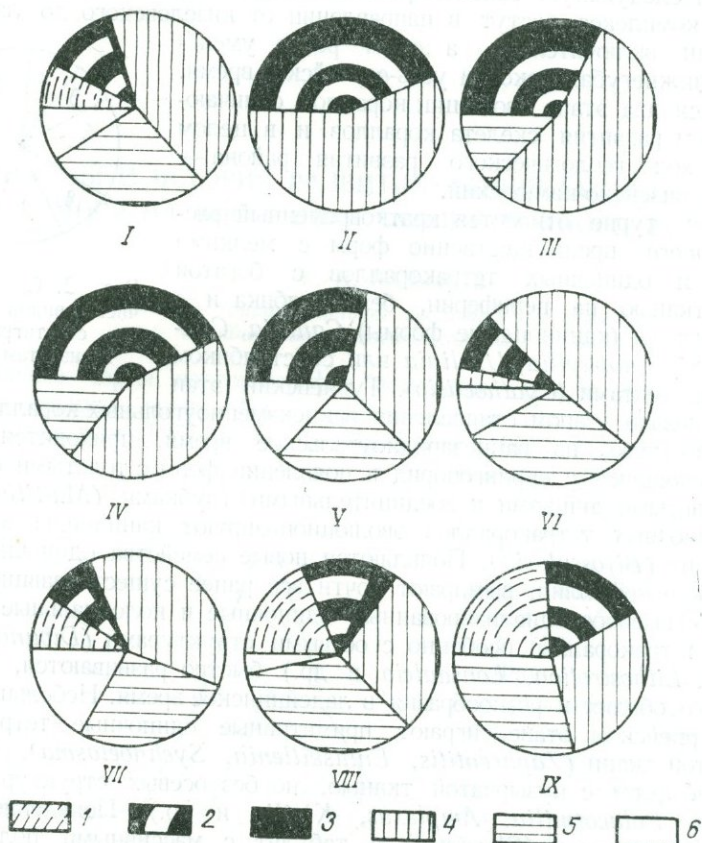


Рис. 3. Систематический состав комплексов кораллов по стратиграфическим горизонтам (I—IX).

I — общий по нижнему карбону; II — кизеловский; III — косьвинский; IV — западноуральский (низы); V — западноуральский (верхи); VI — узунзяльский; VII — ладейнинский; VIII — нижнегубахинский; IX — устьсарбайский.

1 — хететиды; 2 — табуляты ветвистые; 3 — массивные; 4 — тетракораллы одиночные; 5 — колониальные ветвистые; 6 — колониальные массивные.

тетракораллов (от 55 до 37%). Процентный состав хететид с узунзяльского времени до раннего намюра включительно, напротив, возрос — от 2,5 до 29%. Колониальные тетракораллы с массивными колониями, появившись в конце западноуральского времени, в ладейнинское время составляли до 15% числа видов комплекса, но полностью исчезли уже к началу намюра. Табуляты с массивными колониями существовали недолго, в ладейнинское и нижнегубахинское времена, и не имели сколько-нибудь заметного влияния (1,5—3%).

Граница между турне и визе не выражена существенным изменением относительного состава систематических групп кораллов, но граница между нижним и средним визе отмечена появлением колониальных тетракораллов с массивными колониями и уменьшением роли табулят с ветвистой колонией (с 45 до 30%) и одиночных тетракораллов (с 45 до 35%). Намечается граница внутри среднего визе, между западноуральским и узун-зяльским гори-

зонтами — появляются хететиды, резко сокращается относительное количество табулят с ветвистыми колониями (с 30 до 11%), значительно возросла роль одиночных тетракораллов (с 35 до 50%). Наступление поздневизейского времени выражено относительно слабо — небольшим увеличением состава хететид (от 2,5 до 10%) и появлением табулят с массивными колониями.

Намюрский век ознаменовался резким обеднением комплекса всех кораллов — исчезли представители с массивными колониями (как хететиды, так и тетракораллы); процентное соотношение между хететидами, табулятами с ветвистыми колониями, одиночными тетракораллами и колониальными тетракораллами с ветвистыми колониями стало примерно одинаковым.

Эта закономерность в развитии бетонных животных отражает ход исторического развития морского бассейна. В позднегурнейское и ранневизейское время обширные прибрежные пространства моря занимали мелководные участки плоского дна с мягким илистым грунтом и очень слабыми водными течениями, где формировались глинисто-битуминозные известняки. Коралловое население бедно и однообразно, представлено одним эколого-фациальным комплексом.

В начале среднего визе началось оживление тектонической деятельности, что привело к дифференциации и разнообразию условий осадконакопления на весьма близких участках и формированию двух эколого-фациальных комплексов кораллов — глинисто-битуминозных известняков с кремнями и глинистых известняков. Хотя число видов и родов кораллов и не возросло, улучшение условий существования сказалось на их систематическом составе — впервые в раннем карбоне появились тетракораллы с массивными полипниками.

Неустойчивый режим сохранился и даже усилился к концу среднего визе, о чем свидетельствует одновременное существование двух эколого-фациальных комплексов кораллов — глинистых известняков и органогенных известняков с примесью глинистого материала и кремнями. Общее увеличение разнообразных видов и родов, систематических групп и возрастание количества экземпляров кораллов отражают улучшение условий обитания, что объясняется наличием интенсивных течений придонных вод, уплотнявших дно и доставлявших неподвижно прикрепленным к субстрату организмам обильную пищу и кислород.

В позднем визе территория испытывает общее погружение. Море трансгрессировало, и ранее существовавшая в Магнитогорском прогибе зона прибрежного мелководья с глубинами до 50—70 м сократилась, отступив на восток вслед за изменившейся береговой линией. Широко распространилась более глубоководная зона склонов мелководья, с глубинами до 70—100 м. Ввиду однообразия условий осадконакопления на обширных пространствах здесь обитал единый эколого-фациальный комплекс кораллов участков формирования чистых органогенных, преимущественно криноидных, криноидно-детритусовых и органогенно-обломочных известняков.

В ладейнинское время, в момент наиболее широкой связи с открытым морем, установились оптимальные условия для обитания кораллов, судя по следующим признакам: наивысшему общему числу родов и видов; наибольшему разнообразию систематических групп; наибольшему приближению их облика к кораллам среднего карбона; самому большому числу «местных» видов; оптимальным размерам индивидуумов.

К концу позднего визе началась регрессия моря, продолжавшаяся и в раннем намюре, что привело к обмелению моря и повторному широкому распространению здесь зоны прибрежного мелководья с весьма разнообразными условиями осадконакопления. Поэтому в усть-сарбайское время обитали три разновозрастных, но различных в эколого-фациальном отношении комплексов кораллов — биоценозы участков формирования сланцев глинисто-карбонатных, глинистых известняков и чистых органогенных известняков. Ухудшение условий обитания привело к резкому сокращению систематического, видового и

количественного состава кораллов, замедлению процесса формообразования, уменьшению размеров индивидуумов, значительному увеличению роли примитивных зафрентид, характерных для регрессирующих морских бассейнов.

Наличие в составе комплекса кораллов раннекаменноугольного моря на восточном склоне Южного Урала 68% видов, общих для всего Урало-Новоземельского района Восточноевропейской провинции, свидетельствует о неразрывной и тесной связи морей на всей этой обширной территории в раннекаменноугольную эпоху.

ЛИТЕРАТУРА

- Донакова Л. М., Качанов Е. И., Проскурина А. К. Этапы развития раннекаменноугольной фауны северной части Магнитогорского синклинория.— Закономерности развития органического мира по данным палеонтологии. Л., «Наука», 1968.
- Качанов Е. И. Роль кораллов в разработке биостратиграфической схемы нижнекаменноугольных отложений восточного склона Южного Урала.— Табулятоморфные кораллы девона и карбона СССР. Труды I Всесоюзного симпозиума по изучению ископаемых кораллов, вып. 2. М., «Наука», 1965.
- Либрович Л. С. Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале.— Труды ЦНИГРИ, 1936, вып. 81.
- Мамаев Н. Ф. Геологическое строение и история развития восточного склона Южного Урала.— Труды Ин-та геологии Урал. фил. АН СССР, 1965, вып. 73.
- Смирнов Г. А. Материалы к палеогеографии Урала. Визейский ярус. Труды Горногеол. ин-та Урал. фил. АН СССР, 1957, вып. 29.

НОВЫЙ ВИД РОДА POLEUMITA (ГАСТРОПОДЫ)
ИЗ ЛУДЛОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
ВОСТОЧНОГО СКЛОНА СЕВЕРНОГО УРАЛА

Н. Я. НЕСТЕРОВА

Свердловский горный институт им. В. В. Вахрушева

На территории Урала гастроподы изучены очень слабо. Силурийские и нижнедевонские гастроподы наряду с другой фауной описывались Ф. Н. Чернышевым (1893).

Этим по существу исчерпывается вся литература по силурийским гастроподам Урала.

В 1965 и 1966 гг. в период полевых работ на территории Североуральского и Ивдельского районов, из естественных обнажений по рекам Истоку, Колонге, Ваграну, Тальгии у устья Бобровки, а также из карьера у шахты № 10 в пос. Черемухово был произведен послыйный отбор гастропод. Кроме того, в наше распоряжение были переданы коллекции гастропод из района Североуральска и других районов Урала сотрудниками Свердловского горного института, Сосьвинского отряда и палеонтологической партии Уральского геологического управления.

К настоящему времени уже изучено и описано тридцать видов, происходящих из отложений верхнего силура, нижнего девона и эйфельского яруса среднего девона.

Из числа вновь описанных видов большой интерес представляет вид *Poleumita (Beraunia) istokensis Nesterova, sp. nov.*, который встречен в карбонатных отложениях банковского горизонта на Среднем Урале (правый берег реки Истока, вблизи устья). Раковины были обнаружены совместно с отчлененными крышечками.

В опубликованной литературе известно три случая нахождения крышечек гастропод из отложений ордовика. Эти крышечки отнесены к паусиспиральным (Jochelson, 1966).

Из силурийских отложений Богемии Найтом описан вид *Beraunia docens* с мультиспиральной крышечкой (Knight, 1941). Описываемая нами крышечка из силурийских отложений восточного склона Северного Урала также относится к мультиспиральным.

Из девонских отложений Канады (район озер Виннипеги и Манитоба) мультиспиральные крышечки описаны еще в 1891 г. Значительно позднее, в 1965 г., были опубликованы новые данные о нахождении крышечек этого же типа из среднедевонских отложений штата Мичиган (Tyler, 1965). Изложенные сведения являются подтверждением существующего мнения о том, что развитие паусиспиральных крышечек предшествовало развитию мультиспиральных.

Описание вида *Poleumita (Beraunia) istokensis* Nesterova, sp. nov.
(рисунок)

КЛАСС GASTROPODA
ПОДКЛАСС ANISOPLEURA

ОТРЯД PROSOBRANCHIA
ПОДОТРЯД ARCHAEOGASTROPODA
Надсемейство Euomphalacea

Семейство Poleumitidae

Род *Poleumita* Clarke et Ruedemann, 1903

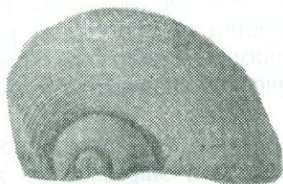
Тип рода *Poleumita discors* (Sowerby), 1814, силур, Англия.



1a



1b



2a



2b



3a



3c

Poleumita (Beraunia) istokensis Nesterova, sp. nov.

1a — вид сверху; 1b — вид сбоку; 2a — вид сверху; 2b — поперечный разрез, виден характер пупка; 3a — крышечка раковины с наружной стороны; 3b — крышечка раковины с внутренней стороны; 3c — крышечка раковины, вид сбоку; р. Исток, банковый горизонт.

Диагноз. В состав этого рода включены все виды, обладающие низкоконической, дискоидальной, иногда кубаревидной раковиной, с частично объемлющими оборотами (нигде не отделенными друг от друга), покрытыми грубыми, спиральными ребрами, между которыми имеются тонкие спиральные линии. Линии нарастания, изгибаясь на ребрах, часто черепицеобразно налегают друг на друга, пупок иногда ограничивается килем. Устье немного косое.

Время существования и географическое распространение. Ордовик — средний девон, СССР, Западная Европа, Малая Азия, Северная Америка.

Подрод *Poleumita (Beraunia)*, Perner, 1937

Диагноз. Довольно широкие дискоидальные гастроподы, устье округлое, крышечка известковая с многочисленными округлыми ребрами. Обороты покрыты грубыми спиральными линиями и неправильными линиями нарастания.

Время существования и географическое распространение. Слой e-2, силур, Богемия.

Poleumita (Beraunia) istokenis Nesterova, sp. nov.

Описание. Раковины дискоидальные с тремя частично объемлющими оборотами, завиток низкий. Обороты покрыты грубыми спиральными ребрами, между которыми прослеживаются тонкие спиральные линии. На ранних оборотах скульптура выражена равномерными линиями (3—4 линии на 1 мм), а скульптура I и II порядков прослеживается только на поздних оборотах. Ребра округлые, межреберные промежутки довольно широкие, плоские. Швы углубленные. Линии нарастания тонкие, волнистые. Аксиально-ростовой угол очень мал (близок к нулю). Характер линии нарастания позволяет судить о форме устья. Оно, по-видимому, было простым, цельнокрайним.

Крышечки массивные, известковые. Имеют форму очень низкого усеченного конуса, мультиспиральные. На внешней стороне крышечки хорошо различимы резкие многочисленные ребра с широкими, U-образными промежутками. Крышечки описываемого вида относятся к типу, который характеризуется центральным нуклеусом и концентрической оперкулярной сутурой. Размер их достигает 10—25 мм в диаметре.

О принадлежности крышечек именно к этому виду говорит то, что они не несут каких-либо следов транспортировки, встречены совместно с раковинами, их форма соответствует очертанию устья.

Размеры их следующие:

Экземпляры	Высота, мм	Диаметр, мм
1	18	32
2	20	44
3	22	46
4	22	46
5	22	50
6	22	53
7	35	85

Материал. В коллекции находится 20 раковин и 13 крышечек разной степени сохранности.

Сравнение. Описываемый вид наиболее близок к виду *Beraunia docens* (Perner) (Knight, 1941, стр. 56, табл. 80, 2 а, 2 б). Отличается от него следующими признаками:

1. У *Beraunia docens* (Perner) высота раковины равна максимальной высоте последнего оборота, в то время как у нашего вида высота раковины несколько выше.

2. У *Beraunia docens* (Perner) скульптура выражена равномерными спиральными ребрами, у описываемого вида наблюдаются ребра I и II порядков.

3. Крышечки известны у обоих этих видов. С внешней стороны они очень похожи, но у вида *Beraunia docens* крышечка имеет узкие, V-образные межреберные промежутки. У нашего вида они широкие, U-образные. Сравнить внутренние стороны крышечек не представляется возможным, так как у *Beraunia docens* крышечка находится на месте, в устье, т. е. осталась неотпарированной и, следовательно, неописанной.

Время существования и географическое распространение. Нижний лудлов, восточный склон Северного Урала.

Местонахождение. Североуральский район, устье р. Исток.

ЛИТЕРАТУРА

Основы палеонтологии. Моллюски брюхоногие. Под ред. Ю. А. Орлова. М., Гос. науч.-техн. изд-во лит. по геологии и охране недр, 1960.

Чернышев Ф. Н. Фауна нижнего девона восточного склона Урала.— Труды Геол. комитета, 1893, № 3.

Jochelson E. L. An operculum associated with the Ordovician gastropod *Helicotoma*.— J. paleontology, 1966, vol. 40, № 3.

Knight I. B. Paleozoic gastropod genotypes, 1941.— Geol. Soc. Amer., spec. papers, № 32.

Tyler I. H. Gastropods from the Middle Devonian Four Mile Dam Limestone (Hamilton) of Michigan.— J. paleontol., 1965, vol. 39, № 3.

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ВЕРХНИХ ГОРИЗОНТОВ СРЕДНЕГО КАРБОНА ЮГА ПЕРМСКОЙ ОБЛАСТИ

Б. К. ОЩЕПКОВ

Камский филиал ВНИГНИ

Среднекаменноугольные образования на территории Пермской области имеют повсеместное распространение и представлены карбонатными отложениями башкирского и московского ярусов, в которых выделяются следующие продуктивные пласты: башкирский — Бш, пять верейских — В₅, В₄, В₃, В₂, В₁, два каширских — К, К₀ и подольский — Пд. Пласты сложены известняками органогенной, биоморфной и детритовой структуры и реже доломитами.

В карбонатных отложениях среднего карбона на разведанных месторождениях содержится 40,8% от общих извлекаемых запасов, из которых основная доля приходится на залежи башкирского и верейских пластов. Отложения башкирского яруса и верейского горизонта на территории области изучены наиболее полно, в то время как отложения каширского и подольского горизонтов, в связи с открытием газовых и нефтяных залежей, требуют дальнейшего изучения.

Каширский и подольский горизонты представлены известняками светло-серыми органогенно-детритусовыми, пелитоморфными, местами тонкоплитчатыми, неравномерно доломитизированными и доломитами серыми с коричневатым оттенком, микрозернистыми, реже глинистыми, с включениями гипса, ангидрита и кремня.

Каширский продуктивный пласт — К приурочен к подошве горизонта, сложен известняками, в различной степени доломитизированными, и доломитами, с прослоями доломитизированных мергелей и аргиллитов. Известняки органогенные, органогенно-детритовые, мелко-детритовые, микро- и тонкозернистые. Органогенный материал цементируется кальцитом. Цемент порового и базального типа составляет от объема породы 10—30%, иногда цемент доломитовый. Доломиты микро- и тонкозернистые, неравномерно-глинистые. Коллекторами являются в основном известняки с биоморфной органогенно-детритовой структурой. Средняя эффективная пористость по пласту колеблется от 11,5 до 15%. Проницаемость изменяется от 8,7 до 91 мд. Мощность пласта К изменяется от 4,5 до 8,0 м, в нем выделяются от 1 до 5 проницаемых прослоев; эффективная нефтегазонасыщенная мощность составляет от 0,4 до 5,6 м. Покрышкой пласта являются более плотные разности известняков средней части горизонта.

Промышленные скопления нефти и газа в каширских отложениях обнаружены на месторождениях Куединского и Чернушинского валов, характеристика залежей этих месторождений приведена в таблице. Залежи нефти на Батырбайском и Павловском месторождениях имеют

**Характеристика залежей нефти продуктивных пластов
верхних горизонтов среднего карбона**

Месторождение	Пласт	Среднее значение по пласту			Дебит		ГНК ВНК, м
		Эффективная нефтенасыщен- ная мощ- ность, м	Порис- тость, %	Проницае- мость, мдарси	Газ, м ³ /сутки	Нефть, т/сутки	
Каширский горизонт							
Шумовское	K+B ₁	3,4	14,3	15	Нефть 6,8	—882	
Москудынское . . .	K+B ₁	3,4	13,5	8,7	Нефть 1,3	—880	
Гожанское	K+B ₁	4,3	13,8	14,7	Газ 760	—812	
					Нефть 27,1		
Быркинское	K+B ₁	2,7	14,5	55,0	Нефть 5,8	—815	
Красноярское	K+B ₁	3,2	15,0	11,7	Нефть 6,8	—795	
						—770	
Куединское	K+B ₁	3,8	14,5	55,0	Газ 3820	—795	
Таныпское	K+B ₁	2,98	12,8	37,0	Нефть 6,0	—800	
Павловское	K+B ₁	2,9; 6,9	11,5	—	Газ 48 600	—775	
					Газ 33 000	—824—836	
Батырбайское	K+B ₁	1,4; 4,1	14,2	9,1	Нефть 11,0	—850	
Подольский горизонт							
Шумовское	Пд+K+B ₁	4,4	15,4	6,8	Нефть 6,8	—812	
Батырбайское	Пд	0,8—18,4	11,44	6,1	Газ 25 400	—760	

газовые шапки, при испытании получена нефть дебитом до 11 т/сутки с плотностью 0,877—0,891 г/см³ и газ дебитом до 27 000 м³/сутки. содержит метана 63,4—63,5% и азота 25,2—26,6%. На Гожанском месторождении получена нефть дебитом до 27,1 т/сутки с газовым фактором 760 м³/сутки и на Куединском месторождении в скважине 29 получен газ дебитом 3820 м³/сутки. Плотность нефти 0,876—0,879 г/см³, содержит 34,7% метана и 55,8% азота.

В северной части Башкирии промышленные скопления нефти 7-го пласта (по номенклатуре Уфимского нефтяного исследовательского института), который залегает в подошве каширского горизонта, известны на Воядинской, Игровской площадях и различные по интенсивности нефтепроявления на Татышлинской, Максимовской, Четырмановской, Чергаульской площадях (рисунок).

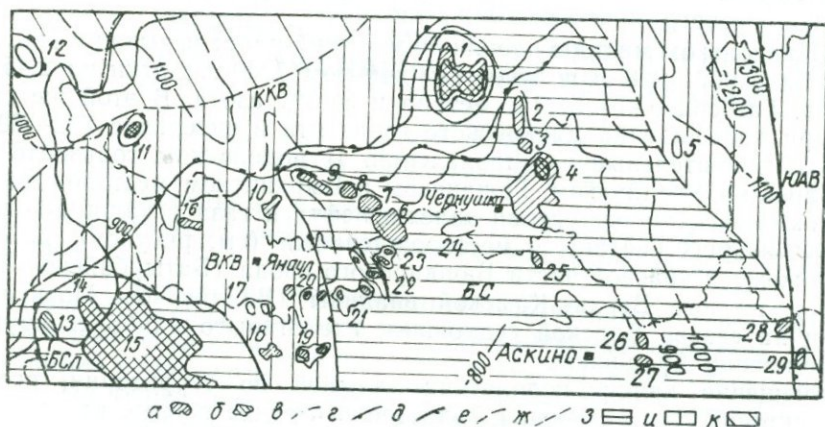
Наибольший интерес представляет район юго-восточнее Павловской площади, где расположен ряд куполовидных поднятий, на которых структурно-поисковых скважинах из отложений каширского и верейского горизонтов получены промышленные притоки газа от 10 000 до 20 000 м³/сутки. В этом районе на территории Башкирии открыты газовые месторождения: Ново-Казанчинское, Южно-Кубнязинское, Матлинское и газонефтяные — Усть-Айское и Кызылбаевское (Ключников А.А., Алкснэ, 1966).

На Усть-Айском месторождении из скв. 1017 получен газ дебитом 100 000 м³/сутки на 20 мм штуцере. Продуктивными являются три притока известняков каширского и один прослой верейского горизонта общей мощностью до 20 м.

На Кызылбаевском месторождении, расположенном западнее Дуванских рифов на западном борту Юрюзано-Айской депрессии, вскрыто около десяти нефтегазоносных пластов в отложениях башкирского, макушевского ярусов и в верхнем карбоне и получен открытый фонтан ориентировочным дебитом нефти до 200 м³/сутки и газа 0,5 млн. м³/сутки.

Каширский пласт — K_0 залегает в верхней части горизонта, имеет мощность до 18 м, сложен известняками и доломитами, проницаемые разности которых образуют в пласте несколько прослоев, мощностью от 0,5 до 4,0 м.

Промышленные залежи газа из пласта K_0 обнаружены на Павловской площади, где в скв. 238 при испытании в интервале 921,5—927,5 м, 933—939 м получен приток газа дебитом 57 700 м³/сутки на 8 мм штуцере. На Батырбайском месторождении по принятой ранее стратиграфической разбивке получалось, что нижняя часть подольского пласта Пд попадала в каширский горизонт. По новым данным лаборатории стра-



Распределение нефтяных месторождений в среднекаменноугольных отложениях юга Пермской области и северной части Башкирии.

Нефтяные месторождения Пермской области: 1 — Батырбайское, 2 — Таныпское, 3 — Березовское, 4 — Павловское, 5 — Дороховское, 6 — Куединское, 7 — Красноярское, 8 — Быркинское, 9 — Гожанское, 10 — Москудинское, 11 — Шумовское. Месторождения Удмуртии: 12 — Гремихинское, 13 — Кырымасское, 14 — Вятское. Месторождения Башкирии: 15 — Арланское, 16 — Воядинское, 17 — Иткинское, 18 — Чераульское, 19 — Кузбаевское, 20 — Игровское, 21 — Четырмановское, 22 — Максимовское, 23 — Югомашевское, 24 — Татышлинское, 25 — Ново-Казанчинское, 26 — Южно-Кубнязинское, 27 — Маталинское, 28 — Усть-Айское, 29 — Кызылбайское.

а — залежи каширского горизонта; б — залежи подольского горизонта; в — границы области и АССР; г — границы Камско-Кинельской впадины; д — граница свода, седловины, впадины; е — граница перспективных зон нефтегазоносности; ж — изогипсы кровли башкирского яруса через 100 м; з — земли высокоперспективные; и — земли перспективные; к — земли малоперспективные.

БС — Башкирский свод; ККВ — Камско-Кинельская впадина; БСл — Бирская седловина; ВКВ — Верхне-Камская впадина; ЮАВ — Юрюзано-Айская впадина.

тиграфии Камского филиала ВНИГНИ, граница каширского горизонта отбивается на 20 м ниже, и таким образом ранее выделенная кашироподольская залежь (Марков и др., 1966) располагается только в нижней части подольского горизонта и образует один подольский пласт — Пд. Аналогичный вывод можно сделать и для пластов 3 и 4 Арланского месторождения, которые необходимо считать как единую подольскую залежь.

Подольский продуктивный пласт — Пд залегает в нижней части горизонта и сложен известняками и доломитами. Известняки органогенные, органогенно-детритовые, обломочные, прослоями микро- и тонкозернистые, часто пропитаны воскообразным сепеолитом. Цементом служит кальцит и составляет 25—30%. Доломиты тонко- и мелкозернистые, нередко ангидритизированные. Мощность пласта 35—45 м. По микронздам в пласте выделяется до 20 проницаемых участков, мощностью от 0,4 до 5,4 м, эффективная газонасыщенная мощность изменяется от 0,8 до 18,4 м. Покрышкой залежи являются, вероятно, плотные разности вышележащих известняков и доломитов.

Промышленные залежи нефти встречены на Шумовской площади, где из подольского пласта при совместном испытании с каширским пластом К в скв. 9 получена нефть дебитом 6,8 т/сутки на 4 мм штуцере. Плотность нефти 0,876 г/см³, содержание серы 1,79%. Нефть из подольской залежи Арланского месторождения является более тяжелой и имеет плотность 0,883 г/см³ и содержание серы 2,57%.

На Батырбайском месторождении из подольского пласта — Пд получен газ в скв. 79 дебитом 14 100 м³/сутки на 5,1 мм штуцере и в скв. 80 дебитом 25 400 м³/сутки на 5,1 мм штуцере. Газ имеет плотность 0,787 г/см³, содержание метана 63,2% и азота 21%. Характеристика залежей подольского горизонта дана в таблице.

На Павловском месторождении подольский пласт испытан в скв. 258, в интервале 907—928 м получен газ дебитом 7200 м³/сутки на 2,45 мм штуцере. Газ содержит 54,9% метана и 30,3% азота. В этой же скважине при прохождении мячковского горизонта в интервале 792—800 м отмечены значительные газопроявления. В подольском горизонте они отмечались на Куединском, Гожанском и Быркинском месторождениях.

В тектоническом отношении залежи нефти и газа в каширо-подольских отложениях связаны с месторождениями (см. рисунок), которые расположены в краевой части Башкирского свода (Батырбайское, Павловское), на юге Верхне-Камской впадины (Воядинское, Москудьинское) и на севере Бирской седловины, где открыто наиболее крупное месторождение Арланское.

Размещение каширо-подольских залежей по территории, особенности тектонического строения, гидрогеологические данные района, коллекторские свойства продуктивных пластов, изменение физико-химических свойств нефтей и газов и ряд других критериев позволяют выделить земли следующих категорий: высокоперспективные, перспективные и малоперспективные.

1. Земли высокоперспективные занимают территорию Чернушинского и Куединского валов и прилегающие к ним площади и северную краевую часть Башкирского свода в виде полосы от Максимова на западе до Усть-Айского месторождений на востоке, а также Арланский район Бирской седловины. На выделенных землях открыты промышленные залежи, и они являются первоочередными для поисков нефти и газа.

2. Земли перспективные примыкают в виде полосы к ранее выделенным землям. На северо-западе граница проведена по осевой части Камско-Кинельской впадины, захватывает Шумовское месторождение и месторождения Башкирии, расположенные на юге Верхне-Камской впадины. На северо-востоке перспективные земли занимают западную прибортовую часть Юрюзано-Айской впадины и восточный склон Башкирского свода.

3. Земли малоперспективные расположены севернее линии Шумово — Оса, в погруженной части Верхне-Камской впадины.

Дальнейшие поисково-разведочные работы, более тщательное геологическое изучение каширо-подольских отложений позволят в благоприятных структурных условиях при наличии коллекторов открыть новые залежи нефти и газа, которые явятся существенным вкладом прироста запасов.

ЛИТЕРАТУРА

- Ключников Н. И., Алкснэ А. Э. К перспективам поисков нефти и газа на Башкирском своде.— Геология нефти и газа, 1966, № 1.
Марков Н. Н., Жильцова Н. С., Звездин В. Г. Новое крупное месторождение на юге Пермской области.— Труды Перм. фил. Гипростокнефти, 1966, вып. 2.

**МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕКАЗАНСКОГО ПОДЪЯРУСА ВЕРХНЕЙ
ПЕРМИ САЛМЫШСКОЙ МЕДЕНОСНОЙ ЗОНЫ
ОРЕНБУРГСКОГО ПРЕДУРАЛЬЯ**

Т. А. ХОХОД

Оренбургское территориальное геологическое управление

С отложениями нижнеказанского подъяруса в Оренбургском Предуралье (рис. 1) связаны основные концентрации меди осадочного генезиса.

С точки зрения минералого-геохимической изученности нижнеказанские отложения являются малоисследованным объектом. Все предшествующие исследователи, которые до нас занимались геохимией и минералогией медистых песчаников, изучали последние только в зоне окисления.

На территории Оренбургского Предуралья нижнеказанские отложения по условиям образования делятся снизу вверх на 4 пачки: А, Б, В и Г (автором принято деление по В. А. Гаряинову).

Пачка А представляет собой базальный горизонт. Она имеет повсеместное распространение и изменчивый литологический состав. Рудодносными являются слои песчаников, песчаных известняков и алевролитов. Мощность пачки от 0,5 до 1,3 м.

Пачка Б сложена сероцветными породами, среди которых преобладают алевроито-аргиллитовые разности. Встречаются небольшие по мощности слои мелкозернистых песчаников. Залегают эта пачка в ряде мест несогласно, но в большинстве случаев можно наблюдать постепенный переход от пачки А к пачке Б. Мощность пачки от 14—15 до 51 м.

Пачка В представлена в основном серыми карбонатными породами — известняками и мергелями. Известняки мелкокристаллические, пелитоморфные, органогенные, органогенно-обломочные, песчаные, оолитовые и доломитизированные. Залегают известняки на подстилающих породах пачки Б всюду согласно, без видимых следов перерыва и выдержаны на значительной площади. Мощность пачки от 1,5 до 19,5 м.

Пачка Г — существенно терригенный комплекс пород. Ее литологический состав быстро меняется на коротких расстояниях. В основном присутствуют песчаники с подчиненными прослоями алевролитов, реже глин. В большом количестве присутствуют обуглившиеся органические остатки, иногда образующие тонкие пропластки угля. Наблюдается увеличение крупности материала от основания пачки к ее кровле. Мощность пачки от 1,5 до 46 м. Общая мощность нижнеказанских отложений в пределах изученной площади колеблется от 46 до 70 м.

При минералогическом изучении отложений нижнеказанского подъяруса обнаружено более 50 минералов, из них более 40 входят в состав тяжелой фракции: магнетит, гематит, хромит, хромшпинелиды, ильменит, рутил, бруксит, пирит, марказит, лимонит, лейкоксен, ставролит, циркон, гранат, сфен, барит, амфиболы (роговая обманка, актинолит, глаукофан, тремолит), пироксены, биотит, эпидот, цоизит, ангидрит, глауко-

нит, корунд, дистен, анатаз, пикотит, хлорит, серицит, мусковит, апатит, турмалин, клиноцоизит, цеолиты, анальцит, кальцит, халькозин, борнит, ковеллин, халькопирит и малахит.

Основную часть пород составляют минералы легкой фракции: кварц, полевые шпаты, мусковит, хлорит, опал, халцедон, гипс волокнистый типа селенита. Минералы легкой фракции часто изменены, лимонитизированы.

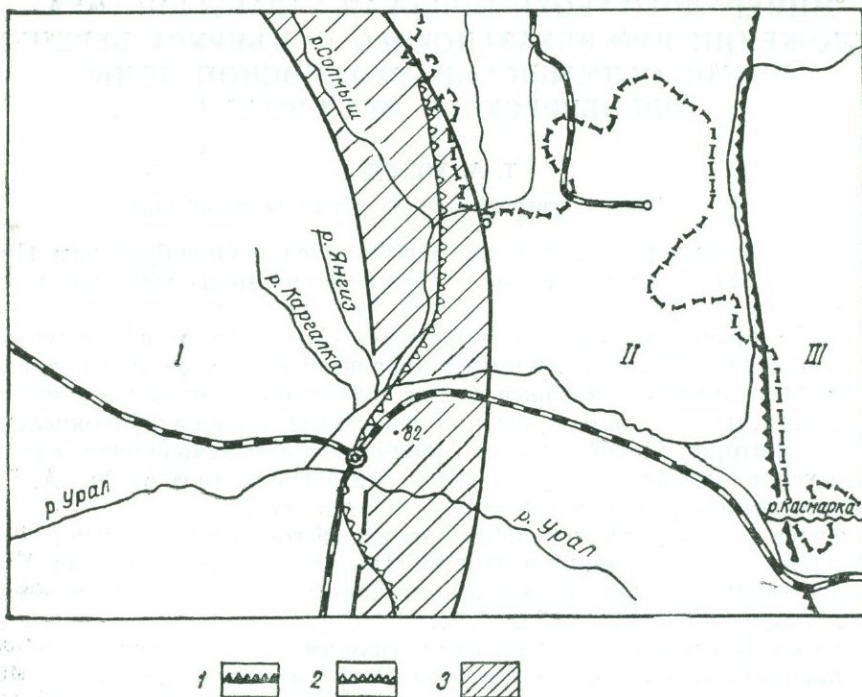


Рис. 1. Схематическая карта Оренбургского Предуралья.
 I — юго-восточная окраина Русской платформы; II — Предуральский прогиб; III — западный склон Южного Урала.
 1 — восточная граница прогиба; 2 — западная граница; 3 — Салмышская меденосная зона.

Нами приводится описание только медных минералов, присутствующих в рудной пачке А.

Халькозин является основным рудным минералом. Зерна халькозина ксеноморфной формы, размером не более 0,1—0,2 мм; основная масса халькозина имеет вид мельчайшей сравнительно густой сыпи, на фоне которой выделяются более крупные единичные зерна неправильной или округлой формы. Иногда халькозин образует полосчатые скопления, в которых он замещает растительные остатки, выполняет реликты раковин, пространство между ними. В песчанике халькозин играет роль цемента. Наблюдается приуроченность халькозина к участкам окварцевания. Иногда в таком сростании с халькозином находится борнит.

Ковеллин встречается в значительно меньших количествах по сравнению с халькозином. Формы выделения ксеноморфные размером от 0,001 до 0,028 мм. Ассоциируется с борнитом, халькозином и редко халькопиритом.

Борнит наблюдается в ксеноморфных формах. Выделения его размером от 0,002 до 0,001 мм находятся в тесной связи с халькопиритом.

Иногда в борните наблюдаются эмульсионные и пластинчатые структуры распада — борнит-халькопирит.

Малахит содержится в очень незначительных количествах в виде землистых разностей в обломочном материале и в цементе.

Пирит встречается по всему разрезу нижнеказанских отложений. Содержание его колеблется по отдельным образцам от единичных зерен до 5—10%. В рудной пачке он находится в тесной связи с халькопиритом.

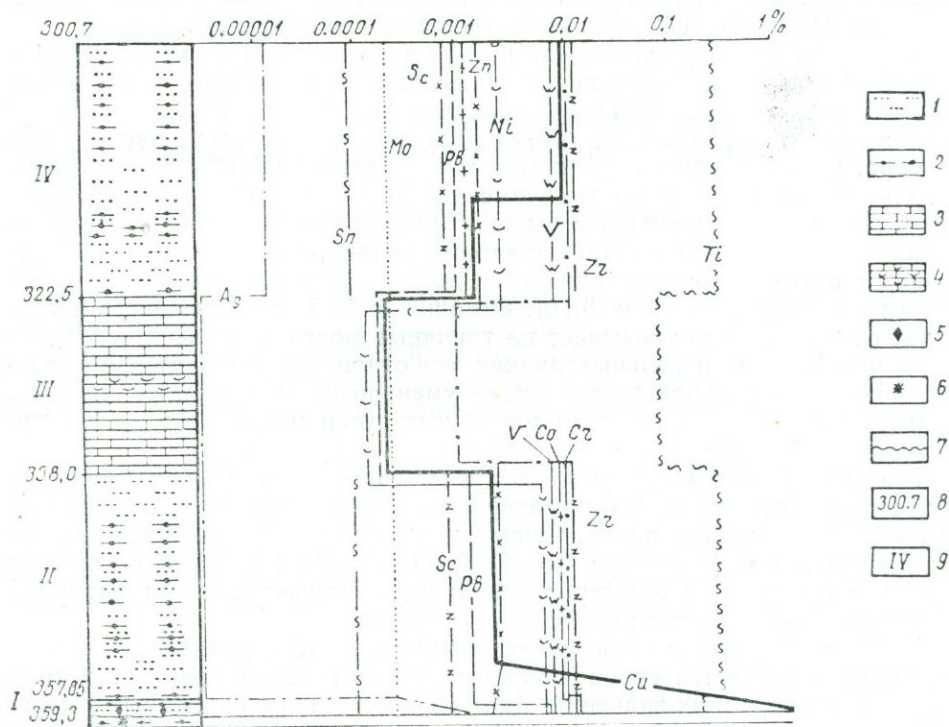


Рис. 2. Вариационные кривые распределения элементов в нижнеказанских отложениях скв. 82 Салмышской меденосной зоны.

1 — песчаник; 2 — алеврит; 3 — известняк; 4 — известняк органогенный; 5 — медно-сульфидная минерализация; 6 — красцветность; 7 — линия размыва; 8 — отметка глубин; 9 — номер пачки.

том, халькозином и также нередко выполняет растительные остатки. Особенно обильное присутствие пирита наблюдается в верхней части разреза нижнеказанских отложений, где отмечается разновидность пирита — марказит. Перейдем теперь к результатам геохимического изучения нижнеказанских отложений.

В нижнеказанских отложениях спектральным анализом обнаружено, наряду с породообразующими элементами Fe, Si, Al, Ca, Mg, K, целый ряд малых элементов Mn, Pb, Zn, Ni, V, Mo, Cu, Ti, Co, Zr, Sr, Cr, Ba, Cd, Ga, Ge, Ag. Качественная характеристика элементарного состава по всему разрезу почти одинакова, но количественное распределение этих элементов различно.

Геохимическая характеристика дается в соответствии с выделенными пачками. Основное внимание обращалось на распределение в разрезе меди, серебра, свинца и цинка, так как комплекс этих элементов является характерным для большинства осадочных месторождений меди. Геохимическая характеристика очень наглядно представлена на геолого-геохимической колонке по скв. 82 (рис. 2).

Пачка А отличается значительно повышенными содержаниями меди и серебра в сравнении с остальными пачками. Медь здесь содержится в количествах до 1% и более по данным спектральных анализов.

Серебро содержится в количествах до 20—30 г/т. Здесь наблюдается тесная прямая зависимость и связь в поведении меди и серебра: повышенному содержанию меди соответствует повышенное содержание серебра. Эта зависимость характерна для всего разреза нижеказанских отложений. Свинец и цинк встречаются в незначительных количествах в пределах от 0,002 до 0,004% без видимой связи с концентрацией меди.

В пачке Б содержание меди резко уменьшается и достигает 0,004—0,005%. Серебро практически отсутствует. Свинец и цинк встречаются в тех же количествах, что и в рудной пачке А.

Пачка В карбонатная, характеризуется полным отсутствием меди, серебра, цинка. Свинец встречается в количествах 0,002%. Отсутствуют в карбонатной пачке и малые элементы Mo, Ni, Co, Cr, V. Содержание уменьшается по сравнению с выше и нижележащими пачками. Карбонатная пачка очень хорошо отбивается по содержанию Sr и Ba. Присутствие Sr в этой пачке увеличивается до 1—2%, тогда как барий встречается в количествах 0,05—0,1%. Отношение Sr к Ba изменяется в пределах от 3 до 30, что указывает на типичные морские условия осадконакопления. Во всех остальных пачках это отношение находится в пределах 0,1—1, здесь наблюдается резкое уменьшение содержания стронция до 0,01—0,03%. Это зависит от различных путей миграции этих элементов и условий среды.

Пачка Г характеризуется более высоким содержанием меди по сравнению с пачкой Б. Здесь содержание меди колеблется от 0,003 до 0,01—0,030% в кровле пачки. Свинец и цинк имеют те же значения, что и в пачках А и Б. Элементы Mo, Ni, Co, Cr, V, Zr, Sc, Sn, Ti по пачкам А, Б, Г встречаются в примерно одинаковых количествах. Концентрации этих элементов не зависят от содержания меди.

Коснемся распределения таких элементов, как германий и кадмий. Германий встречается спорадически в незначительном количестве проб в пределах кларковых значений. Кадмий отмечается в единичных пробах и содержание его составляет от 0,002 до 0,01%. В рудной пачке А, Ge и Cd не обнаружены. Практически не обнаружены спектральным анализом Re, Bi, In, Ti, Sb.

Из всего изложенного следует:

1. Оруденение в нижеказанских отложениях Салмышской меденосной зоны Оренбургского Предураля представлено только медными минералами.

2. Основной рудный минерал — халькозин, в меньшем количестве присутствует борнит, ковеллин и еще реже халькопирит.

3. Полностью отсутствуют минералы свинца и цинка.

4. Наблюдается тесная прямая взаимосвязь меди и серебра.

5. Из рассеянных элементов встречаются аксессуарные Ge и Cd. Характерные для месторождений Удокана, Джекказгана и Мансфельда Re, Bi и Mo отсутствуют.

К ИСТОРИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРА УРАЛА И ПРИУРАЛЬЯ В ПЕРМСКИЙ ПЕРИОД

В. Н. ПУЧКОВ, Н. И. ТИМОНИН

Коми филиал АН СССР

В настоящей статье делается попытка обобщить большой материал, накопленный работниками ряда геологических учреждений на территории северо-востока европейской части СССР.

Структурный план территории к началу пермского периода очень сильно отличался от современного. На месте современного западного склона Урала, на Пай-Хое, как и в пределах смежной части современной Русской платформы, развивались крупные сравнительно пологие структуры платформенного типа. В начале перми в центральной части рассматриваемого района располагалось медленно растущее вытянутое Печорское палеоподнятия, простираение которого плавно менялось от субмеридионального на юге до северо-западного на севере. Расположение этой палеоструктуры совпадает с расположением трех разнородных современных структурных единиц: Печоро-Кожвинского вала Русской платформы, Средне-Печорского поперечного поднятия Предуральского краевого прогиба и Тиманского поперечного поднятия Западно-Уральской складчатой зоны.

Палеоструктуры, образовавшиеся к началу перми на месте современных структур Пай-Хоя и Кортаихинской впадины, не совпадают с ними по простираению. Скорее, можно ожидать, что эти палеоструктуры наследуют какие-то древние направления в фундаменте, нашедшие слабое отражение в современном структурном плане.

Тиман к началу перми оставался областью прогибания. В восточной части региона существовал Главный Уральский глубинный разлом — структура, разграничивавшая в предшествующие эпохи структурно-формационные зоны Уральской геосинклинали и контролировавшая внедрение интрузий габбро-перидотитовой формации.

Начало ассельского века знаменовалось возобновлением общего погружения территории и накоплением на большей ее части карбонатных осадков. Лишь в северо-восточных районах (Пай-Хой и смежная часть краевого прогиба) в начале перми формировались карбонатно-терригенные осадки, широко известные под названием «мергелистого горизонта». Н. П. Херасковым они выделялись в качестве самостоятельной формации (цит. по Пушаровскому, 1959, стр. 37).

В ассельском и сакмарском веках в зоне, параллельной Главному Уральскому разлому, происходило накопление терригенных толщ, представлявших собою более или менее ритмичное чередование аргиллитов, алевролитов и песчаников. Эти толщи наблюдаются в наиболее восточных разрезах раннепермских отложений на севере района (кечпельская

свита лемвинской зоны) и в его южной части, в Колво-Вишерском крае. В южных районах полоса распространения терригенных пород (сакмарских и артинских) ограничена с запада цепочкой рифов, которая прослеживается к северу до Средней Печоры. Одновозрастные с ними терригенные породы на Средней Печоре неизвестны (не сохранились или не отлагались). Севернее, на территории Печорского угольного бассейна в сакмарском веке продолжалось формирование отложений мергелистого горизонта (Миронова, Степанов, 1957). Развитие поднятий и связанное с этим передвижение к западу терригенных грубообломочных осадков и в дальнейшем оставалось неравномерным: в артинском веке область накопления терригенных отложений достигала наибольшей ширины в полярных районах и наименьшей на широте Средней Печоры. Западнее, на территории медленно погружавшейся платформы, тектонические условия были гораздо более стабильными, что отразилось в однообразии формационного облика отложений: на огромных пространствах формировались красноцветные известняково-доломитовая и доломит-ангидритовая формации. В кунгурском веке в приуральских районах произошла новая смена режима: стал слабым привнос терригенного материала с Северного Палеоурала и, наоборот, — усилились поднятия и эрозия в полярных областях Палеоурала. Это обстоятельство вместе с изменением климатической обстановки создало благоприятные условия для образования в южной части района терригенной соленосной формации, смыкающейся с развитой западнее красноцветной ангидрито-доломитовой формацией. В то же время в северной части района началось образование терригенной угленосной формации, переходящей к западу в близкую по составу формацию полимиктовых песчаников, алевролитов и глин. В начале поздней перми (уфимский век) произошло новое значительное изменение формационного плана, связанное прежде всего с дальнейшим усилением поднятий в области Палеоурала, которое привело к усиленному выносу полимиктового терригенного материала в сравнительно удаленные области платформы. В части территории, прилегающей к Уралу, по-прежнему формировалась терригенная угленосная формация; область ее распространения несколько расширилась, а условия образования изменились: угленосные толщи накапливались уже не в прибрежно-морских, а в условиях большого опресненного бассейна — лагуны (Македонов и др., 1965). Западнее, в области долины р. Печоры, сероцветная угленосная формация сменяется красноцветной терригенной формацией полимиктовых песчаников, алевролитов и глин. Еще западнее, за долиной р. Ижмы, в составе верхнепермских отложений ощутимым становится содержание карбонатных прослоев (мергели, известняки), в связи с чем мы выделяем здесь красноцветную терригенно-карбонатную формацию. Несмотря на нарастание интенсивности поднятий в области Урала и прогибаний в восточном Приуралье, формационный план верхнепермских отложений отличался стабильностью, что, видимо, связано с гораздо большей, по сравнению с раннепермской эпохой, уравновешенностью тектонического режима.

В течение пермского периода в пределах рассматриваемой территории существовали три структуры первого порядка: Палеоурал (преимущественно в пределах современного Зауралья), Предуральский краевой палеопрогиб и собственно Русская платформа (плита). Западная граница краевого прогиба для каждой из эпох в отдельности может быть сравнительно легко установлена, так как при переходе от собственно платформы к прогибу резко (в 2—3 раза) возрастает градиент изменения мощностей. Сравнение расположения западной границы краевого прогиба для ранне- и позднепермской эпох убеждает в том, что на боль-

шей части территории, как это обычно и бывает, внутренняя граница прогиба мигрировала в сторону платформы. Однако в южной части территории наблюдается обратная картина: западная граница прогиба в верхней перми несколько отступает к востоку. Связано это прежде всего с тем, что в южной части Северного Урала время максимально интенсивного развития поднятий в горной части и опусканий в области прогиба приходится на артинский век (Чочиа, 1955). Отступление прогиба является еще одним свидетельством начавшегося здесь затухания орогенетического процесса.

Одной из важных особенностей Предуральского прогиба является то, что при движении к северу мощности отложений в его пределах заметно увеличиваются, что, на наш взгляд, может быть связано с тем, что в северных областях процессы орогенеза, приведшие к образованию прогиба, были чрезвычайно интенсивными и более длительными, по сравнению с процессами в более южных районах.

Восточная граница прогиба в течение пермского периода располагалась, безусловно, восточнее его современной границы. Доказательством этому служит, в частности, тот факт, что в ядрах синклиналей интенсивно складчатой западной зоны Приполярного Урала местами сохранились от эрозии толщи, принадлежащие пермским орогенным формациям. Кроме того, имеются указания (Чалышев, Данилов, 1964) на наличие в верхнепермских и даже триасовых конгломератах гальки пород, не известных на современном Урале, и, в частности, свежих кайнотипных эффузивов, источник которых мог располагаться только в Зауралье. Окончательно мегантиклинорий севера Урала и восточное складчатое ограничение Предуральского краевого прогиба сформировались только к концу триаса, что подтверждает также отсутствие существенных перерывов и угловых несогласий в пермо-триасовых отложениях и совместное участие этих отложений в складчатых деформациях восточного ограничения прогиба.

В связи с рассмотрением границ краевого прогиба надо заметить, что они не совпадают с границами формаций. Ярким примером является граница верхнепермской угленосной формации, занимающая секущее положение по отношению к западной границе прогиба. В этом находит отражение тесная связь между платформой и накладывающимся на нее краевым прогибом.

Еще труднее уловить связь между формациями и конкретными структурами в пределах собственно платформенной части территории. Однако, если, не вдаваясь в детали, рассмотреть общий характер пермских формационных планов, то бросается в глаза существенная особенность: границы формаций расходятся к северу, располагаясь, за редкими исключениями, веерообразно. Это, безусловно, связано с ветвевобразным расположением глубинных разломов, из которых наиболее значительными являются Предтиманский, Печорский, Главный Уральский и связанный с последним гипотетический глубинный Байдарацкий разлом. Все они, по-видимому, сопровождаются «свитами» более мелких субпараллельных разломов, образующих сложную систему ветвлений и пересечений. Эта система в значительной степени определяла структурный план территории и нашла отражение в характере размещения мощностей пермских отложений. Так, изопахиты нижнепермских отложений Тимана имеют отчетливые северо-западные простирания, а изопахиты верхнепермских отложений довольно четко оконтуривают на месте современного Тимана вытянутую в том же направлении пологую валообразную структуру, образованную неравномерным опусканием блоков северо-западного простирания. Печорское палеоподнятия, несмотря на общее погружение тер-

ритории, в течение нижней перми существовало и даже как будто росло, однако юго-восточная часть его была задавлена развивавшимся значительно быстрее и интенсивнее Предуральским краевым прогибом. Важно отметить, что, по-видимому, и Печорское палеоподнятия в свою очередь влияло на структуру краевого прогиба, о чем свидетельствует отгибание границы прогиба к востоку напротив палеоподнятия. Это чувствуется и в конфигурации изопахит верхнепермских отложений, хотя само палеоподнятия в течение верхней перми не было выражено сколько-нибудь четко, очевидно, в связи с дальнейшим наступлением прогиба на эту платформенную структуру. В то же время, к концу верхней перми на северо-востоке рассматриваемой территории, в районе Седухаи, возникло удлиненное сводовое палеоподнятия, в отдельных участках которого верхнепермские отложения были полностью уничтожены предтриасовым размытием. Впоследствии, в конце триаса, Печорское и Седухинское палеоподнятия были возрождены и объединены в результате нового движения вдоль Печорского глубинного разлома в единую «Малоземельско-Печорскую гряду» (Дедеев и др., 1965).

ЛИТЕРАТУРА

- Дедеев В. А. и др. Геологические перспективы нефтегазоносности северной части Тимано-Печорской области.— Труды ВНИГРИ, 1965, вып. 245.
- Македонов Н. В. и др. История угленакопления в Печорском бассейне. М., «Наука», 1965.
- Миронова М. Г., Степанов Д. А. О возрасте мергелистого горизонта нижнепермской толщи Печорского бассейна.— Докл. АН СССР, 1957, т. 114, № 3.
- Пущаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 28.
- Чалышев В. И., Данилов А. И. Конгломераты верхней перми и нижнего триаса реки Большая Сыня в Северном Приуралье. — Труды ин-та геологии Коми филиала АН СССР, 1964, вып. 4.
- Чочиа Н. Г. Геологическое строение Колво-Вишерского края.— Труды ВНИГРИ, нов. серия, 1955, вып. 91.
- Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, № 5.

О ВЫДЕЛЕНИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН ПО ДАННЫМ МАГНИТО-ТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ В ПРЕДЕЛАХ УРАЛА

А. Г. КРАСНОБАЕВА

Институт геофизики Уральского филиала АН СССР

Выделение зон глубинных разломов имеет большое значение в познании геологического строения Урала. До сих пор положительные результаты были получены лишь сейсмическими и в меньшей степени гравиметрическими методами геофизической разведки. Данная работа рассматривает возможность использования данных магнито-теллурического зондирования (МТЗ) для этой цели. Обычно метод МТЗ применяется для выяснения геологического строения верхних слоев земной коры в платформенных условиях, когда древний фундамент перекрыт мощной толщей осадочных пород. Для таких условий разработана практика интерпретации, изложенная, например, в работе М. Н. Бердичевского (1965). Однако в условиях Уральской геосинклинали нам не удалось получить кривых зондирования в среднепериодическом диапазоне частот, указывающих на наличие горизонтальной слоистости в верхней части разреза. В отдельных случаях значения ρ_k ложатся на асимптоту, наклоненную к оси абсцисс под углом $80 - 85^\circ$. Полученные значения кажущегося сопротивления для двух направлений (север — юг, восток — запад) сильно отличаются друг от друга. Эллиптическая поляризация электрического поля, свойственная Зауралью, меняется на линейную в пределах Урала. Нарушается взаимная перпендикулярность горизонтальных составляющих векторов E и H электромагнитного поля. Все эти факторы характеризуют среду, в которой производились измерения, как неоднородную.

В дальнейшем попытаемся качественно охарактеризовать неоднородность по измерениям электромагнитного поля. С этой целью заменим неоднородную среду однородной анизотропной средой с эффективным коэффициентом анизотропии K и эффективным направлением оси наибольшей проводимости θ . Очевидно, что эти значения для каждой точки пространства вблизи неоднородности будут отличаться. По аналогии с кажущимся сопротивлением их можно назвать кажущимся коэффициентом анизотропии и кажущейся осью анизотропии проводимости.

Для расчетов K и θ воспользуемся методикой, изложенной в работе Сри-вастава (Srivastava, 1963). Сущность ее заключается в том, что для плоских волн, падающих на поверхность анизотропного тела, используется зависимость между горизонтальными составляющими магнитного и электрического полей в тензорной форме. В случае совпадения осей измерительных установок X , Y с осями анизотропии U , V получено соотношение

$$K = Z_V / Z_U = \left(\frac{\sigma_1}{\sigma_2} \right)^{1/2}, \quad (1)$$

где Z_V и Z_U — величины импеданса по осям V и U , а σ_1 и σ_2 — главные значения тензора проводимости в горизонтальной плоскости. В общем случае, когда оси измерительных установок составляют с осями анизотропии угол θ , коэффициент анизотропии K определяется так:

$$K = \frac{\operatorname{tg}^2 \theta - (\operatorname{tg} \varphi_E + \operatorname{tg} \varphi_H) \operatorname{tg} \theta + \operatorname{tg} \varphi_E \cdot \operatorname{tg} \varphi_H}{1 + (\operatorname{tg} \varphi_E + \operatorname{tg} \varphi_H) \operatorname{tg} \theta + \operatorname{tg} \varphi_E \cdot \operatorname{tg} \varphi_H \cdot \operatorname{tg}^2 \theta}. \quad (2)$$

Для удобства введем обозначения:

$$\operatorname{tg} \theta = \omega; \quad \operatorname{tg} \varphi_E = \frac{E_Y}{E_X} = x; \quad \operatorname{tg} \varphi_H = \frac{H_Y}{H_X} = y, \quad (3)$$

где x , y — переменные величины, K и θ — параметры. Подставляя выражение (3) в равенство (2), получим уравнение

$$x + y + Ax + By = 0, \quad (4)$$

при этом

$$A = \frac{K\omega^2 - 1}{\omega(1 + K)}; \quad B = \frac{K - \omega^2}{\omega(1 + K)}. \quad (5)$$

На практике мы имеем значительное количество определений x , y . Для получения наиболее вероятных значений K и θ применим способ наименьших квадратов и коэффициенты A и B будут иметь вид

$$A = \frac{\sum_{i=1}^n x_i \cdot \sum_{i=1}^n x_i y_i + \sum_{i=1}^n y_i \sum_{i=1}^n x_i y_i - n \sum_{i=1}^n x_i^2 y_i - n \sum_{i=1}^n y_i^2 x_i}{n \sum_{i=1}^n x_i^2 y_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n x_i y_i \right)^2} \quad (6)$$

$$B = -\frac{1}{n} \left(\sum_{i=1}^n x_i + \sum_{i=1}^n y_i + \sum_{i=1}^n x_i y_i A \right).$$

После определения коэффициентов по формуле (6) из решений двух уравнений (5) находим K и θ . Положительное направление угла отсчитывается от положительного направления оси абсцисс по часовой стрелке, отрицательное — против часовой стрелки. Подставляя значения магнито-теллурического поля, измеренные в неоднородной среде, в эти формулы, получим кажущиеся параметры K и θ .

Магнито-теллурическое зондирование выполнено в течение 1966—1967 гг. по двум профилям, пересекающим Восточный Урал в широтном направлении. Основной особенностью геологического строения рассматриваемой территории является то, что она занимает промежуточное положение между Уральской складчатой областью и Западно-Сибирской низменностью. Мезо-кайнозойские образования платформенной стадии развития играют здесь подчиненное значение по сравнению с метаморфизованными осадочными и вулканогенными толщами палеозоя, которые слагают открытую часть Урала. Большая роль в формировании структуры восточного склона принадлежит тектонике. По данным глубинного сейсмического зондирования в точке 17 (рис. 1) выделяется глубинный разлом (Халевин и др., 1966).

Регистрация магнито-теллурического поля производилась с серийной аппаратурой МТЛ-62. Записано пять составляющих поля: E_X , E_Y , H_X , H_Y , H_Z . Измерительные установки ориентировались по странам света: север — юг, восток — запад, при этом восточный и северный электроды подключались к положительным клеммам пульта управления.

На рис. 2 приводятся полевые записи, качественными особенностями которых являются:

1. Квазилинейная поляризация электрического поля, при этом магнитное поле не всегда поляризовано линейно.
2. Наличие высокочастотных помех на электрических каналах, которые носят либо регулярный характер (рис. 2, а), либо нерегулярный (рис. 2, б)

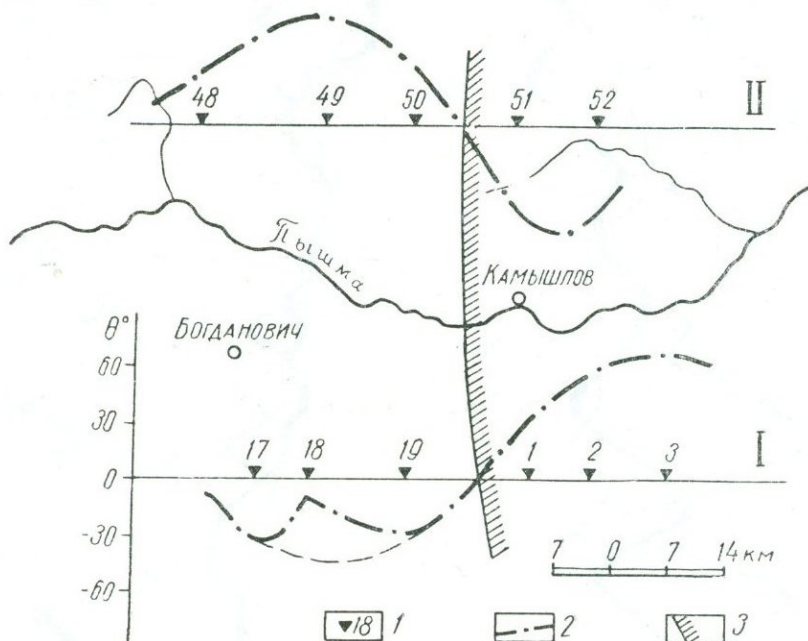


Рис. 1. Графики θ .

1 — точки наблюдения; 2 — кривая измерения θ ; 3 — ось анизотропной проводимости.

и являются промышленными помехами. Кстати заметим, что в приведенных примерах они не вносят существенных изменений в запись вариаций естественного поля.

3. Наличие вертикальной составляющей магнитного поля H_z , которая, как правило, соизмерима с горизонтальной составляющей. В данной работе ее влияние не рассматривается.

Для расчетов K и θ отбирались записи синусоидальной формы с линейной поляризацией электрического поля. На каждой точке набиралось до 20 устойчивых вариаций, одновременно выделяемых по всем каналам, с периодом от 30 до 120 сек. При этом соблюдалось правило снятия амплитуд и учет знака как в модифицированном способе эллипсов (Бердичевский, 1965). Рассчитывались значения $\text{tg } E = \frac{E_Y}{E_X}$ и $\text{tg } H = \frac{H_Y}{H_X}$. Вся дальнейшая обработка про-

изводилась машинным способом по приведенным выше формулам. Значения θ_1 или θ_2 выбирались согласно направлению вектора электрического поля. Так, при совпадении фазовых моментов по обоим каналам выбирается положительное значение θ , а когда составляющие E_X и E_Y записаны в противофазе — отрицательное. Результаты вычислений θ изображены на рис. 1.

Как видно из приведенного рисунка, значение θ изменяется в широких пределах (от 60 до -47°). Характерен закономерный переход через 0, когда одна из осей измерительных установок совпадает с осью наибольшей про-

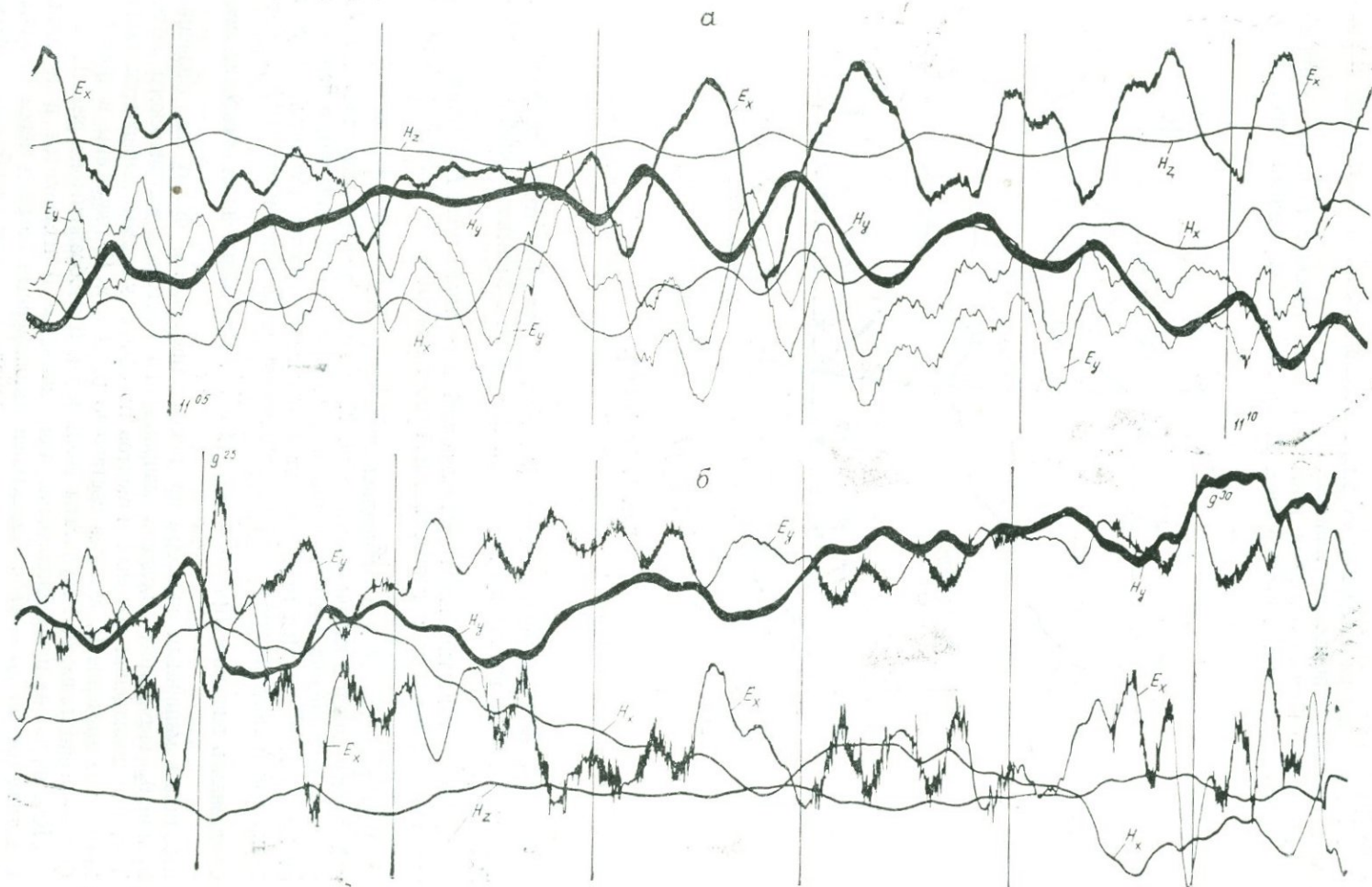


Рис. 2. Полевые записи составляющих электромагнитного поля земли вблизи дер. Октябриня (а) и дер. Ракита (б).
 а — значения ξ : $E_X = 0,22$, $E_Y = 0,0507$ мв/км/мм; $H_X = 0,0471$; $H_Y = 0,0491$, $H_Z = 0,0669$ γ /мм; б — значения ξ :
 $E_X = 0,525$; $E_Y = 0,096$ мв/км/мм; $H_X = 0,0472$; $H_Y = 0,0486$; $H_Z = 0,0733$ γ /мм.

димости. Смена знака угла указывает на то, что точки наблюдений располагаются по разные стороны от оси. Однако выделенную ось анизотропной проводимости не следует рассматривать как узкую линейную зону, вытянутую в меридиональном направлении. По измерениям электромагнитного поля в точках 1, 2, 19, 51, 52 наблюдается анизотропия значений ρ_k , что позволяет рассматриваемую неоднородность характеризовать как некоторую область (зону), которая уверенно прослеживается по двум профилям.

Эта зона совпадает с глубинным разломом, выделенным по данным ГСЗ. Кроме того, по материалам МТЗ восточнее точки 3 выделяется грабен — депрессия, заполненная проводящими эффузивно-осадочными образованиями мощностью свыше километра, которая, вероятно, и контролируется данным разломом.

Вычисленные значения коэффициента анизотропии по профилям изменяются от 1,7 до 3,4. Это дает возможность, согласно формуле (1), оценить электрическую проводимость зоны анизотропии, которая увеличивается в 3,5—10 раз по сравнению с ее значением в окружающих породах.

Первые исследования, выполненные МТЗ в пределах Урала, позволили выделить и качественно охарактеризовать зоны с резко выраженной анизотропией проводимости, совпадающие с крупными тектоническими нарушениями.

ЛИТЕРАТУРА

- Бердичевский М. Н. Методика магнито-теллурического профилирования. М., «Наука», 1965.
- Халевин Н. И., Дружинин В. С., Рыбалка В. М., Незоленова Э. А., Чудакова Л. Н. О результатах глубинного сейсмического зондирования земной коры на Среднем Урале.— Изв. АН СССР, Физика Земли, 1966, № 4.
- Srivastava S. P. Application of the magnetotelluric method to anisotropic and inhomogeneous Bodies.— J. Geophys. Res., 1963, 68 № 20.

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

ГРАНИТОИДЫ БАСЕЙНА РЕК МАНЬЯ, ЩЕКУРЬЯ, ХАРТЕС

Н. И. ЛИТОВЧЕНКО, А. А. ТРАВНИКОВ

Главтюменьгеология

При проведении в 1964—1965 гг. детальной геологической съемки в бассейне рек Манья, Щекурья, Б. Поля и Хартес на восточном склоне Приполярного Урала авторами в полосе развития метаморфических пород ордовикского возраста установлены участки и зоны развития гранитоидных пород, относимых некоторыми исследователями (К. А. Львов, М. П. Мезенцев и др.) к аркозовым песчаникам.

Полоса развития гранитоидов прослежена с небольшими перерывами на протяжении 40—45 км от р. Хартес на юго-западе через истоки р. Б. Поля к верховьям р. Кедрасью на северо-востоке. Небольшие тела гранитоидов встречаются за пределами полосы в районе р. Няртаю, хр. Дьявола-Из и др. (рис. 1).

Гранитоиды представляют собой лейкократовые порфиробластические, существенно полевошпатовые породы. Микроскопически это светлые с розовыми оттенками гнейсовато-очковые, иногда массивные или полосчатые, толстоплитчатые, средне- и крупнозернистые породы. В приконтактных частях гранитоидов широко развиты текстуры полосчатых мигматитов и птигматитов.

Структура пород кристаллобластическая, обычно порфиробластовая, гранобластовая, лепидогранобластовая и бластокатакластическая. Реже наблюдаются микропегматитовая, регенерационная и пойкилобластовая структуры. Гранитоиды состоят преимущественно из порфиробластического микроклина (25—60%), кварца (30—50%), альбита (10—30%), крупночешуйчатого мусковита (5—20%). В отдельных разностях гранитоиднейсов в значительном количестве встречаются реликтовые минералы — плагиоклаз (10—30%), биотит (5—10%), гранат, эпидот, цоизит, амфибол и др. Цветные минералы в сумме составляют 5—10%, реже до 25%. В незначительном количестве среди аксессуарных встречаются циркон, ортит, торит, монацит, апатит, барит, турмалин, сфен, рутил, ильменит, магнетит, гематит, пирит и др.

По форме, характеру залегания во вмещающих породах, а также, по-видимому, и по генезису все гранитоиды в районе можно подразделить на два типа. К первому относятся сравнительно крупные крутопадающие тела гранитоидов, секущие вмещающие породы и вытянутые в субмеридиональном направлении. Наиболее характерным примером в этом отношении является район левобережья р. Щекурья, где отчетливо видно, как карбонатные породы щугорской свиты срезаются гранитоидами. Причем в последних наблюдаются многочисленные ксенолиты мраморов различной формы и размера (рис. 2).

На границе гранитоида и мрамора наблюдается реакционная кайма мощностью 3—10 см, характеризующаяся четко выраженным разложе-

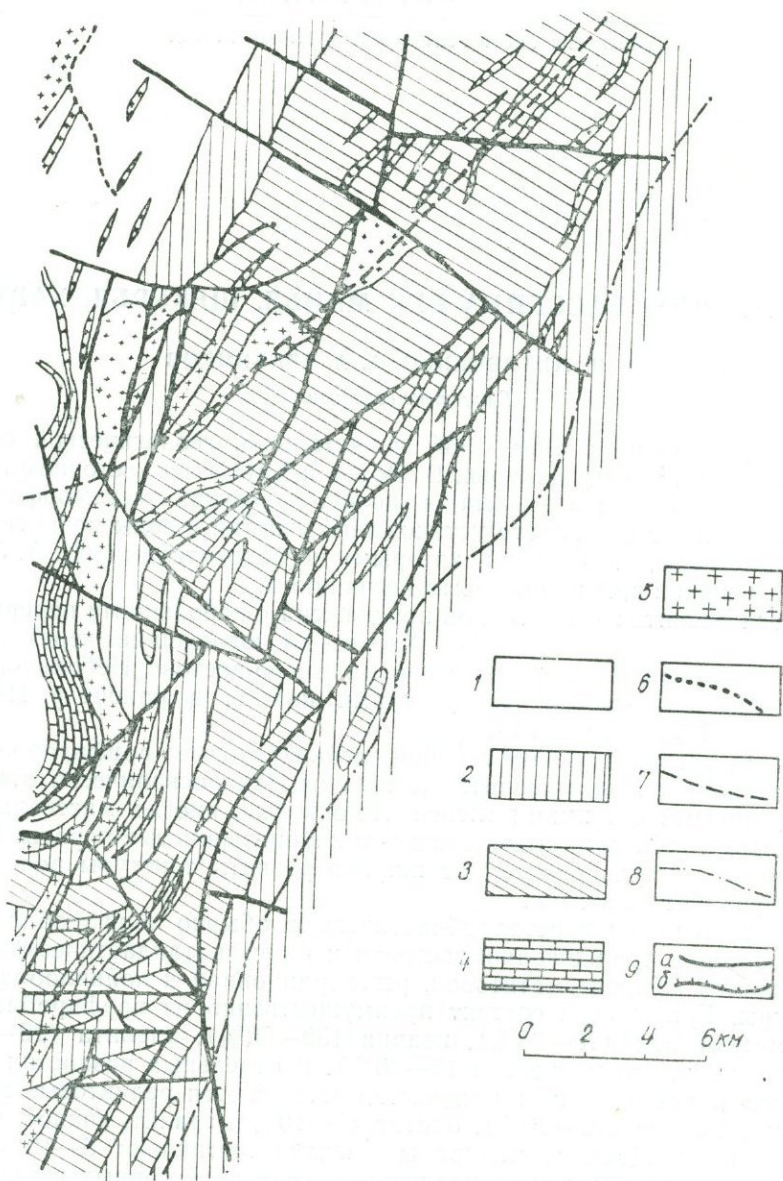


Рис. 1. Схематическая геологическая карта части бассейна рек Щекур'я и Ман'я.

Отложения: 1 — жугорской свиты; 2 — верхнехومانьской, 3 — нижнехومانьской подсвит; 4 — слюдяные мраморы; 5 — гранитоиды; 6 — зона кварцевых жил; 7, 8 — границы зон регионального метаморфизма (7 — амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой, 8 — эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой); 9 — тектонические нарушения: сбросы (а) и надвиги (б).

нием карбоната и цветных минералов в мраморе, с образованием ячеистой структуры выщелачивания. В бассейне рек Щекур'я (ниже устья р. Пуйва) и Хартес наблюдаются тела гранитоидов, вытянутые в субмеридиональном направлении, в то время как вмещающие их метаморфи-



Рис. 2. Ксенолит мрамора в гранитоиде.



Рис. 3. Типичный мигматит.

ческие сланцы хомасьинской свиты имеют субширотное простирание. К этому же типу гранитоидов относится довольно крупный массив в верховьях руч. Ярота-Шор. В плане это изометричной формы массив, несогласный с простиранием вмещающих пород, разбитый разрывными нарушениями на блоки неправильной формы. Для гранитоидов этого типа характерно наличие в эндоконтактовых частях широко развитых текстур мигматитов и птигматитов (рис. 3 и 4).

Секущее положение гранитоидов, наличие ксенолитов, широко развитые текстуры мигматитов и птигматитов, наличие микропегматитовых структур — все это вместе взятое говорит об интрузивном характере гранитоидов этого типа.

Ко второму типу относятся мелкие пластообразные пологозалегающие тела гранитоидов, согласные с региональной сланцеватостью. Гранитоиды этого типа наиболее широко развиты в районе р. Кедрасью и г. Косумнер, отдельные тела были встречены по руч. Золото-Шор, Ярота-Шор, на хр. Дьявола-Из и других участках. Типичным примером гранитоидов этого типа может служить район восточного склона г. Косумнер. Здесь установлено три плитообразных тела гранитоидов, мощностью 10—20 м, падающих полого к западу под углом 8—10°, согласно со сланцеватостью вмещающих кристаллических сланцев. Внутренняя структура этих тел по сложности деформаций не соответствует спокойному залеганию их контактов. Внутри гранитоидов отмечаются лежащие складки амплитудой 2—5 м (рис. 5), пльчатые деформации, будинаж кварцевых жил, т. е. реликты структурных форм первичного субстрата. Важно отметить, что кристаллические сланцы, вмещающие описываемые тела гранитоидов, характеризуются наличием именно таких же структурных форм.

Аналогичный характер имеют и другие тела гранитоидов этого типа и отличаются от вышеописанных только степенью сохранности структурных форм субстрата. Как уже отмечалось выше, гранитоиды согласны с региональной сланцеватостью, в подавляющем большинстве случаев не совпадающей со слоистостью (полосчатостью) метаморфических пород района, и таким образом имеют секущие контакты с различными литологическими разностями.

Контакты гранитоидов с вмещающими породами наблюдаются и резкие, и постепенные, резкие — обычно в случае пересечения вмещающих пород с вещественным составом, значительно отличающимся от гранитного (рис. 6).

Такими породами являются кварциты, эпидозиты, зеленые вулканогенные сланцы, габбро-амфиболиты, метадиабазы и др. Контакт в этих случаях измеряется первыми сантиметрами или десятками сантиметров. В случае, когда гранитоиды контактируют с кристаллическими сланцами и гнейсами, близкими по вещественному составу к гранитному, граница менее отчетлива. Она фиксируется по широкой полосе развития светлых мусковит-кварцевых, серицит-кварцевых и кварц-серицитовых кристаллических сланцев. Непосредственный же контакт гранитоидов устанавливается по более массивному облику породы и по наличию порфириобласт микроклина. Такой характер перехода наблюдается наиболее часто для гранитоидов этого типа.

В большом количестве шлифов, отобранных из гранитоидов, благодаря незавершенности процесса гранитизации, довольно часто устанавливается первичный состав следующих пород субстрата: двуслюдяных, гранат-биотитовых гнейсов и плагиогнейсов, двуслюдяных кристаллических сланцев, биотитовых эпидозитов, эффузивов кислого состава, габбро-амфиболитов, метадиабазов. Этот далеко не полный перечень пород

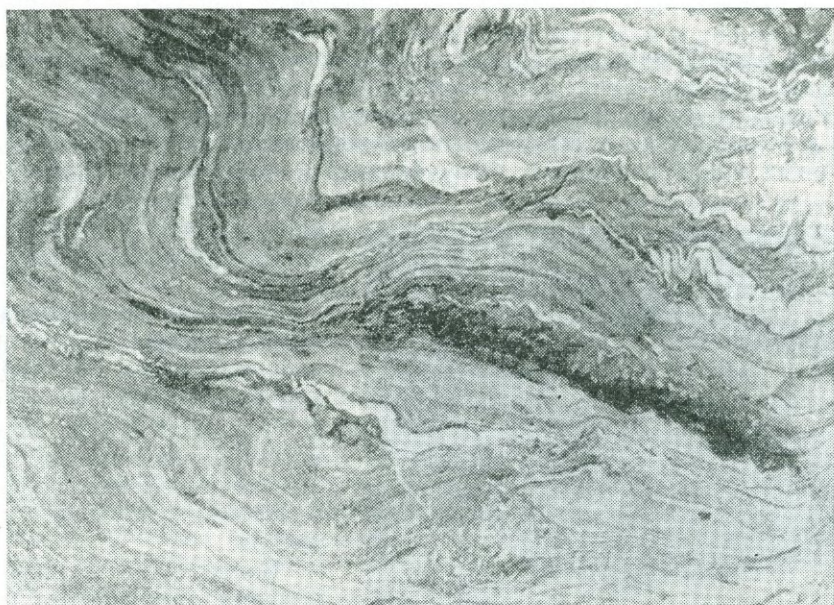


Рис. 4. Кварцевые и кварц-полевошпатовые прожилки, образующие типичные мигматитовые и птигматитовые текстуры.

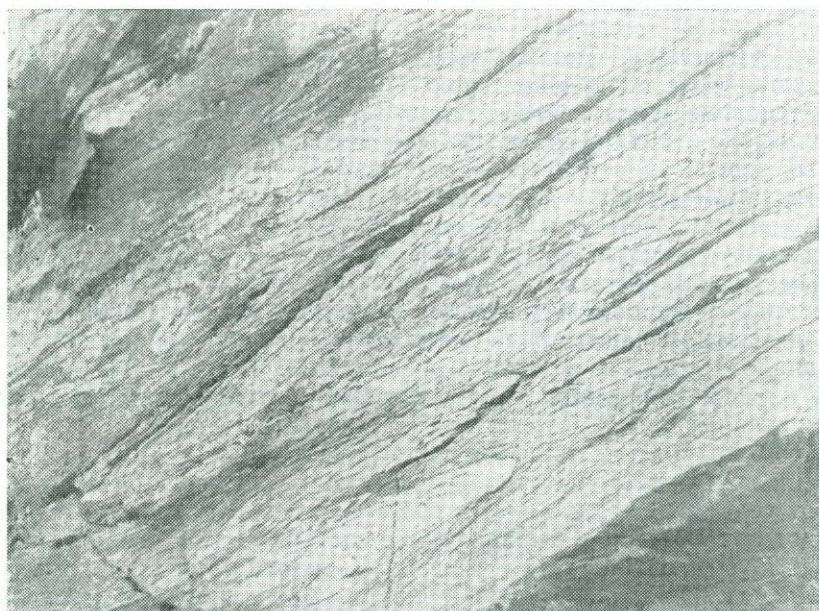


Рис. 5. Структура первичного субстрата в гранитоидах.

субстрата показывает, что гранитоиды (принимаемые некоторыми исследователями за аркозовые песчаники) развиваются практически по всем породам района, находящимся в зонах привноса щелочей и кремнекислоты.

Менее благоприятные для гранитизации породы часто встречаются внутри гранитоидов в виде реликтовых, незамещенных участков.

Метасоматические изменения пород субстрата происходят неравномерно и выражаются в значительных минералогических, структурных и текстурных преобразованиях. Структурные и текстурные особенности пород субстрата частично наследуются с образованием полосчато-гнейсовых текстур.

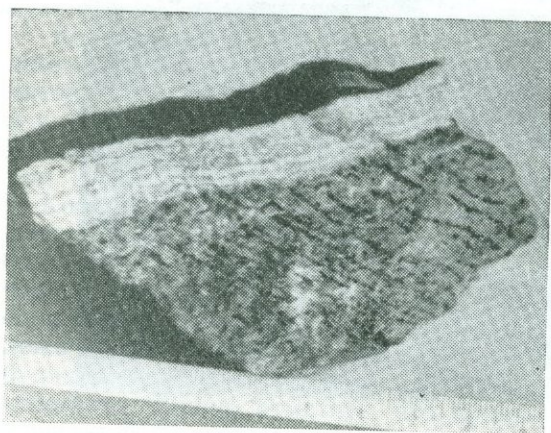


Рис. 6. Образец из зоны непосредственного контакта гранитоидов с эпидиозитами. Контакт совпадает со сланцеватостью и сечет полосчатость.

Развитие порфиробластического микроклина на фоне гранобластовых и лепидобластовых структур гнейсов и кристаллических сланцев при гранитизации обуславливает появление порфиробластовых структур гранитоидов.

Более существенные изменения претерпевает минералогический состав пород субстрата. В зонах гранитизации в породах резко возрастает количество полевых шпатов и кварца за счет уменьшения количества

цветных минералов. Это изменение пород отчетливо наблюдается и макроскопически, по их осветлению.

Растворение зерен цветных минералов наблюдалось в многочисленных шлифах, отобранных из зон гранитизации. Часто внутри контура крупных зерен граната наблюдается агрегат зерен хлоритизированного биотита, цоизита, хлорита, кварца и полевых шпатов. Биотит корродируется полевыми шпатами и кварцем. В крупных зернах биотита и мусковита часто наблюдаются смещения по плоскостям микроподвижек, по которым они замещаются кварцем.

Крупные порфиробластические выделения калиевого полевого шпата при росте захватывают в виде пойкилитовых включений зерна слюд, ортита, эпидота, граната и раннего плагиоклаза. Часто наблюдается замещение плагиоклаза микроклином. Порфиробласты микроклина срезают своими гранями сланцеватость или полосчатость породы.

В итоге проявление процесса щелочного метасоматоза приводит к образованию лейкократовых пород гранитного состава. При этом независимо от состава исходных пород субстрата в новообразованных породах происходит постепенное выравнивание состава с четко выраженной тенденцией к уменьшению числа минералов, вплоть до образования трех- и двухминеральных пород мусковит-кварц-микроклинового, мусковит-микроклинового и микроклин-кварцевого состава.

Наличие реликтов пликративных структур пород субстрата, самих пород субстрата, пластообразная форма и связь гранитоидов с направлением сланцеватости, наличие кристаллобластических структур, кристаллобластический характер микроклина — все это вместе взятое, по-видимо-

му, может указывать на возможный метасоматический характер гранитоидов этого типа.

Поздние изменения гранитоидов выразились в проявлении катаклаза, окварцевания, а по отдельным тектоническим зонам — в диафторезе.

Гранитизация накладывается на дайковый комплекс основных горных пород (габбро-амфиболиты, метадиабазы и др.) на уже метаморфизованные породы, использует наложенные структурные образования (сланцеватость) и консервирует будиначные структуры жильного кварца и пликативные формы пород субстрата.

Определение абсолютного возраста, сделанное по калию и аргону из мусковита гранитоидов первого типа (массив в верховьях руч. Ярота-Шор), дает цифру порядка 300 млн. лет.

Таким образом, гранитоиды нашего района можно подразделить на интрузивные и предположительно метасоматические. Авторы считают, что вопрос о генезисе гранитоидов требует значительной доработки и дальнейшего накопления фактов.

Как уже указывалось, эти породы в нашем районе К. А. Львовым (по устному сообщению) относились к аркозовым песчаникам и стратифицировались в виде хобейнской свиты кембрия. Позже М. П. Мезенцев стратифицировал эти породы в виде сарахапнерской свиты нижнего ордовика, знаменующей начало ордовикского цикла осадконакопления. Гранитоиды и процессы гранитизации этими исследователями не рассматривались. В последнее время часть геологов, работающих в районе, склонна признавать гранитизацию, но считает, что она приурочена исключительно к аркозовым песчаникам.

Другими словами, приняв положение об исключительной приуроченности гранитизации только к толщам грубозернистых аркозовых песчаников, сторонники этой точки зрения склонны относить все участки и выходы порфиробластических гранитоидов и гранито-гнейсов к толщам аркозовых песчаников и на этом основании стратифицировать их.

Приведенные данные показывают, что гранитизируются разнообразные метаморфические породы, развитые в районе, и в первую очередь существенно полевошпатовые их разновидности, хотя в принципе не отрицается возможность развития процесса и по проблематичным аркозовым песчаникам.

Литогеохимическими поисками установлено, что гранитоиды в отличие от вмещающих пород содержат в повышенном количестве редкие и рассеянные элементы, а в экзоконтактных частях некоторых тел гранитоидов обнаружены проявления полиметаллической минерализации. К гранитоидам также приурочены повышенные содержания олова.

Таким образом, следует по-новому подойти к оценке перспектив района гранитоидов, а также избавиться от ошибок, связанных со стратификацией описанных пород в виде аркозовых песчаников и гравелитов.

**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИЙ НИОБИЯ И ТАНТАЛА
В КОМАГМАТИЧНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ И ЭФФУЗИВНЫХ
ПОРОДАХ КИСЛОГО РЯДА**

Е. П. КАЛИНИН

Коми филиал АН СССР

Геохимии ниобия и тантала в гранитоидах посвящена обширная литература. Однако вопросы распределения концентрации редких элементов в кислых эффузивах не нашли должного внимания, несмотря на то что эти породы в ходе эволюции земной коры увеличиваются в объеме и играют ведущую роль в балансе кислых пород (Соловьев, 1962). Кислые породы являются основным потенциальным источником редких элементов, и поэтому важность изучения их эффузивных аналогов несомненна.

В данной статье дается сопоставление особенностей поведения содержания ниобия и тантала в эффузивных и интрузивных породах кислого ряда на примере изучения магматических комплексов южной части Печорского Урала.

Район исследований охватывает область левобережья р. Илыч в ее верхнем течении, включая и горную полосу Урала (ильчский Поясовой Камень). Здесь развиты вулканогенно-осадочные породы рифея (маньинская свита), терригенные толщи нижнего ордовика (тельпосская свита) и карбонатные породы среднего и верхнего ордовика. Интрузивные образования представлены интенсивно катаклазированными гнейсо-гранитами и метагабброидами доордовикского возраста. Гнейсо-граниты и их жильные разности (пегматиты, аплиты) рвут породы маньинской свиты, и метагабброиды и в свою очередь трансгрессивно перекрываются залегающими непосредственно на них терригенными отложениями тельпосской свиты ордовика.

Гранитоиды образуют цепочку небольших массивов, расположенных с севера на юг в следующей последовательности: Сотчельмизский (10×1 км), Торрепорреизский ($10 \times 1,5$ км) и Косизский (3×4 км).

Кварцевые порфиры маньинской свиты представлены покровами и наряду с порфиритами являются вмещающими породами интрузивных тел гранитоидов.

Содержания Nb_2O_5 и Ta_2O_5 в гранитах и кварцевых порфирах (табл. 1 и 2) определялись колориметрическим методом; в первом случае с кислотным хромфиолетовым красителем (КХФК), а во втором — с кристаллическим фиолетовым красителем. Чувствительность анализа на Nb_2O_5 0,001%, на Ta_2O_5 0,0001%. Все химические анализы выполнены Л. А. Разницыной в химической лаборатории Института геологии Коми филиала АН СССР.

При помощи обычных статистических критериев установлено, что распределение ниобия и тантала в гранитах не противоречит логнормально-

Таблица 1

Результаты анализов гранитов, вес. %

№ п. п.	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅ /Ta ₂ O ₅	№ п. п.	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅ /Ta ₂ O ₅
1	0,001	0,0001	10	13	0,004	0,0004	10
2	0,001	0,0001	10	14	0,004	0,0001	40
3	0,001	0,0001	10	15	0,005	0,0002	25
4	0,001	0,0002	5	16	0,005	0,0005	10
5	0,001	0,0004	2,5	17	0,005	0,0002	25
6	0,002	0,0001	20	18	0,005	0,0002	25
7	0,002	0,0001	20	19	0,005	0,0002	25
8	0,002	0,0004	5	20	0,005	0,0001	50
9	0,003	0,0001	30	21	0,006	0,0005	12
10	0,003	0,0003	10	22	0,007	0,0005	14
11	0,004	0,0004	10	23	0,010	0,0019	5,3
12	0,004	0,0002	20	24	0,020	0,0011	18,2
Среднее арифметическое из 24					0,0040	0,00035	12,6

Таблица 2

Результаты анализов кварцевых порфиров, вес. %

№ п. п.	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅ /Ta ₂ O ₅	№ п. п.	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅ /Ta ₂ O ₅
1	0,002	0,0008	2,5	14	0,016	0,0008	20
2	0,007	0,0009	7,7	15	0,017	0,0008	21,3
3	0,007	0,0007	10	16	0,017	0,0006	28,3
4	0,009	0,0004	22,5	17	0,017	0,0006	28,3
5	0,010	0,0006	16,7	18	0,018	0,0008	22,5
6	0,010	0,0005	20	19	0,018	0,0007	25,7
7	0,010	0,0007	14,3	20	0,018	0,0008	22,5
8	0,012	0,0005	24	21	0,019	0,0011	17,3
9	0,012	0,0008	15	22	0,021	0,0006	35
10	0,012	0,0005	24	23	0,022	0,0007	31,4
11	0,014	0,0006	23,3	24	0,023	0,0010	23
12	0,015	0,0007	21,4	25	0,024	0,0009	26,7
13	0,015	0,0009	16,7	26	0,027	0,0009	30
Среднее арифметическое из 26					0,0150	0,00073	20,5

му закону, а в кварцевых порфирах не противоречит нормальному закону (табл. 3).

Основная масса редких элементов гранитов концентрируется в биотите, что объясняется как изоморфной емкостью этого минерала, так и тем обстоятельством, что он кристаллизуется из остаточного расплава, обогащенного редкими элементами по сравнению с исходной магмой (Гаусон, 1961). Логнормальное распределение содержаний ниобия и тантала в гранитах подтверждает их исключительную приуроченность к одному минералу, в данном случае, очевидно, к биотиту.

Что касается кварцевых порфиров, то в силу их «мгновенной» кристаллизации в сравнении с многоэтапностью этого процесса в гранитоидах, нам кажется, что «теоретически возможен такой случай, когда редкие элементы вообще не достигают концентрации, необходимой для образования их собственных, известных сейчас минералов, и остаются в форме тех соединений, в которых они отжимались в процессе выделения породообразующих минералов. Эти соединения, по-видимому, находятся в рассеянном, молекулярном состоянии...» (Власов, 1956). Отсутствие

Распределение ниобия и тантала в гранитах и кварцевых порфирах

Тип пород (колич. проб)	Закон распределения и его параметры (коэффициент асимметрии и эксцесс)	Среднее арифметическое *		Среднее квадратичное отклонение		Коэффициент вариации содержания, %	Пределы колебания содержания с вероятностью 0,01 для граничных значений, г/т
		содержаний, г/т	логарифмов со-держаний	содержаний, г/т	логарифмов со-держаний		
Ниобий							
Граниты (24)	Близок к логнормальному $A_{lg} = 0,14;$ $E_{lg} = -2,04$	44 ± 13	1,53	32,90	0,39	65	4—316
Кварцевые порфиры (26)	Нормальный $A = -0,02;$ $E = -1,09$	150 ± 24	2,13	60,8	0,22	40	1—299
Тантал							
Граниты (24)	Логнормальный $A_{lg} = 0,90;$ $E_{lg} = -0,12$	$3,5 \pm 1,3$	0,39	3,2	0,33	53	<1—16
Кварцевые порфиры (26)	Нормальный $A = 0,10;$ $E = -0,60$	$7,3 \pm 0,6$	0,84	1,58	0,10	22	3—11

* Точность среднего арифметического дается с вероятностью 0,95.

собственных аксессуарных минералов редких элементов или «удобных» минералов-носителей, а также установленная непротиворечивость нормальному закону убеждают нас в том, что ниобий и тантал в кварцевых порфирах находятся в рассеянном состоянии. Сравнение средних величин с учетом закона распределения показало, что содержание ниобия в гранитах в 4,4 раза меньше, чем в кварцевых порфирах, а тантала — в 3 раза.

Чтобы показать, что содержания ниобия и тантала значимо зависят от типа породы, мы применили четырехпольные таблицы сопряженности (табл. 4 и 5).

Таблица 4

Таблица сопряженности содержания Nb_2O_5 с типом породы

Тип породы	10^{-3} %		
	<13	>13—27	Σ
Кварцевые порфиры	10	16	26
Граниты	23	1	24
Σ	33	17	50

$$\chi^2 = 18,30; \nu = 1$$

Таблица 5

Таблица сопряженности содержания Ta_2O_5 с типом породы

Тип породы	10^{-4} %		
	<6	>6—19	Σ
Кварцевые порфиры	9	17	26
Граниты	22	2	24
Σ	31	19	50

$$\chi^2 = 17,24; \nu = 1$$

Уровень значимости критерия согласия χ^2 , определенный по табл. $P(\chi^2 > \chi^2_q)$ (Смирнов, Дунин-Барковский, 1965), оказался меньше 0,001, т. е. связь повышенных содержаний ниобия и тантала с эффузивными аналогами гранитной магмы документируется с надежностью больше 0,999.

Явления более низкого содержания некоторых редких элементов (рубиндия, см. Беус, Ойзерман, 1965) в интрузивных кислых породах по сравнению с их эффузивными аналогами уже обсуждались ранее.

В данном случае более низкое содержание ниобия и тантала в гранитах по сравнению с кварцевыми порфирами также, по-видимому, является следствием частичного ухода этих элементов из гранитов в результате образования метасоматически измененных гранитов (апогранитов). Последние характеризуются максимальными в ряду гранитоидов для данного района содержаниями ниобия и тантала (средние содержания 100 г/т и 29 г/т соответственно), концентрация которых связана с мобилизацией рассеянных в минералах гранитов редких элементов с последующим образованием их самостоятельных минералов (самарскит и другие), приуроченных к наиболее измененным частям апогранитов (Фишман, Голдин, Калинин, 1966).

Значительные коэффициенты вариации в содержаниях ниобия и тантала в гранитах по сравнению с кварцевыми порфирами (табл. 5) также свидетельствуют о существенно большей подвижности этих элементов в процессе эволюции гранитоидов, что и ведет к местному обогащению (апограниты) и обеднению (граниты).

Очевидно, кварцевые порфиры, характеризующиеся большей гомогенностью содержаний ниобия и тантала, были в гораздо меньшей степени подвергнуты послемагматическим изменениям.

Изучение Nb/Ta отношения (см. табл. 1 и 2) также свидетельствует о большей его изменчивости в гранитах (граничные значения 2,5—50) в сравнении с кварцевыми порфирами (2,5—35). При этом кварцевые порфиры в среднем характеризуются существенно большим значением этого индикаторного геохимического отношения (20,5 против 12,6), т. е. в них развита, главным образом, ниобиевая (более высокотемпературная) минерализация.

Исследование линейных зависимостей между содержаниями ниобия и тантала методом корреляционного анализа выявило сильную положительную связь в гранитах ($r_{\text{Nb, Ta}} = +0,70 \pm 0,15$; $r_{\text{lgNb, lgTa}} = +0,61 \pm 0,17$; в обоих случаях с надежностью больше 0,99) и отсутствие таковой в кварцевых порфирах ($r_{\text{Nb, Ta}} = +0,366 \pm 0,19$; с надежностью меньше 0,95).

Известно, что «отсутствие прямой связи между обычно хорошо коррелирующимися содержаниями близких элементов (Nb — Ta, Zr — Hf, U — Th и др.) может являться признаком, позволяющим ожидать независимое поведение коррелирующегося редкого элемента, а следовательно, предопределяет возможность его значительной относительной концентрации, вплоть до промышленной» (Минеев, 1966).

Действительно, в нашем случае граниты с четкой прямой связью между ниобием и танталом характеризуются содержаниями этих элементов, близкими к кларковым. В то же время в кварцевых порфирах, где эта связь отсутствует, содержания ниобия и тантала в 1,7—5 раз больше их кларка для кислых пород.

Таким образом, несмотря на петрохимическое сходство интрузивных и эффузивных пород кислого ряда, поведение ниобия и тантала в них резко различно в связи с физико-химическими условиями среды кристаллизации магм гранитного состава и постмагматического изменения.

ЛИТЕРАТУРА

- Беус А. А., Ойзерман М. Т. О распределении рубидия в магматических породах и корреляционной связи между рубидием и калием.— Геохимия, 1965, № 11.
Власов К. А. Эманационный процесс и кристаллизационная дифференциация как ведущие факторы образования ряда месторождений редких элементов.— Вопросы геохимии и минералогии. М., Изд-во АН СССР, 1956.

- Минеев Д. А. Об одном статистическом показателе перспективности разведываемых месторождений редких и рассеянных элементов.— Геохимия, 1966, № 5.
- Смирнов Н. В., Дунин-Барковский И. В. Курс теории вероятности и магматической статистики. М., «Наука», 1965.
- Соловьев С. П. Схема эволюции гранитоидов (и близких к ним по составу горных пород) в истории земной коры.— Зап. ВМО, 1962, вып. 6.
- Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Фишман М. В., Голдин Б. А., Калинин Е. П. Закономерности распределения тантала и ниобия в апогранитах Печорского Урала.— Второе Урал. петрогр. совещ. Тезисы докладов, т. VII. Свердловск, 1966.

О СТРУКТУРНОЙ СОВМЕЩЕННОСТИ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ГАББРОИДОВ И ГРАНИТОВ В ГЕТЕРОГЕННЫХ ИНТРУЗИВАХ

М. С. РАПОПОРТ

Уральское территориальное геологическое управление

На восточном склоне Среднего Урала в Шиловско-Коневском районе изучены резко дискордантные незначительные по размерам (от 15 до 55 км²) интрузивы гранитоидов пестрого состава. Сложены они пространственно совмещенными породами различного возраста и генезиса, среди которых преобладают гибридные гранитоиды повышенной основности и щелочности. Подчиненную роль играют собственно граниты без признаков метасоматоза, ассимиляции и контаминации в их образовании, а также метаморфизованные габброиды. Указанные массивы образуют единый пояс длиной около 60 км (рис. 1) и характеризуются мозаичным иногда в сочетании с автономным внутренним строением. Во всех массивах пояса среди гибридных гранитоидов встречены ксенолиты метаморфизованных габброидов различных размеров, форм и различной степени освоенности. Крупные останцы метагаббро-диабазов развиты по периферии Шабуровского массива (рис. 2), вокруг которого они образуют незамкнутое расчлененное кольцо. В ряде случаев тела метаморфизованных габброидов непосредственно сочленены с массивами гибридных гранитоидов (в Некрасовском, Петуховском, Свободинском, Боровском массивах). Приведенные выше данные и повсеместное присутствие среди гибридных гранитоидов того или иного количества ксеногенного габброидного материала позволяют сделать предположение, что гранитоиды образовались за счет пород габбрового ряда путем магматического замещения последних.

Собственно граниты образуют автономные интрузивные тела, либо трещинные интрузии и дайки в массивах пояса. Мы получили неоспоримые данные о том, что породы габбрового ряда и гранитоиды, слагающие одни и те же массивы, образовались в различные тектоно-магматические этапы. Поэтому вслед за Е. К. Устиевым (1949) такие массивы мы называем гетерогенными¹.

Особенности вещественного состава гранитов и результаты определения их абсолютного возраста, равного 260—310 млн. лет, свидетельствуют о принадлежности их к позднепалеозойской гранитной формации (Соболев, 1961; Штейнберг, 1963).

Габброиды гетерогенных интрузивов, а также сочлененных с ними и самостоятельных интрузивных тел, отличаются по составу от интрузивных диабазов и диабазовых порфиритов до габбро-пироксенитов. Среди

¹ Гетерогенными Е. К. Устиев (1949) предложил называть сложные многофазные интрузивы. В нашем случае массивы биформационные, так как сложены интрузивными породами среднепалеозойской габбровой и позднепалеозойской гранитной формаций.

них преобладают порфировидные габбро-диабазы. Габброидные тела чаще всего зональны; с увеличением глубины денудационного среза зональность становится более резкой. Так, центральная часть Свободинского габбрового массива, развитого непосредственно к северу от одноименного гетерогенного интрузива, сложена габбро-пироксенитами, а периферическая часть крупно- и густопорфировыми пироксеновыми порфиритами интрузивного облика.

Характерно, что пояс гетерогенных интрузивов приурочен к узкому грабен-синклинальному прогибу, а каждый интрузив или самостоятельное габбровое тело, как правило, к брахисинклинальной складке более высокого порядка. Об этом свидетельствует залегание слоистости и сланцеватости вмещающих пород, которые падают в сторону массивов.

Напротив, интрузивные тела, полностью сложенные нормальными гранитами, залегают в ядрах или в случае Юго-Коневского массива на крыльях антиклинальных складок.

О древнем досреднедевонском возрасте габброидов свидетельствуют взаимоотношения пород Давыдовского габбрового массива (см. рис. 1) с вмещающими его вулканогенными породами маминской толщи ($S_2ld_2-D_1$). Давыдовский массив находится на восточном окончании цепочки субвулканических тел и трещинных габброидных интрузий, имеющей широтное простирание и отвечающей от пояса гетерогенных интрузивов севернее Петуховского интрузива.

Западный интрузивный контакт Давыдовского массива сопровождается контактными эруптивными брекчиями. В то же

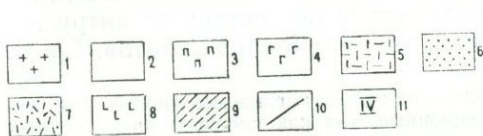
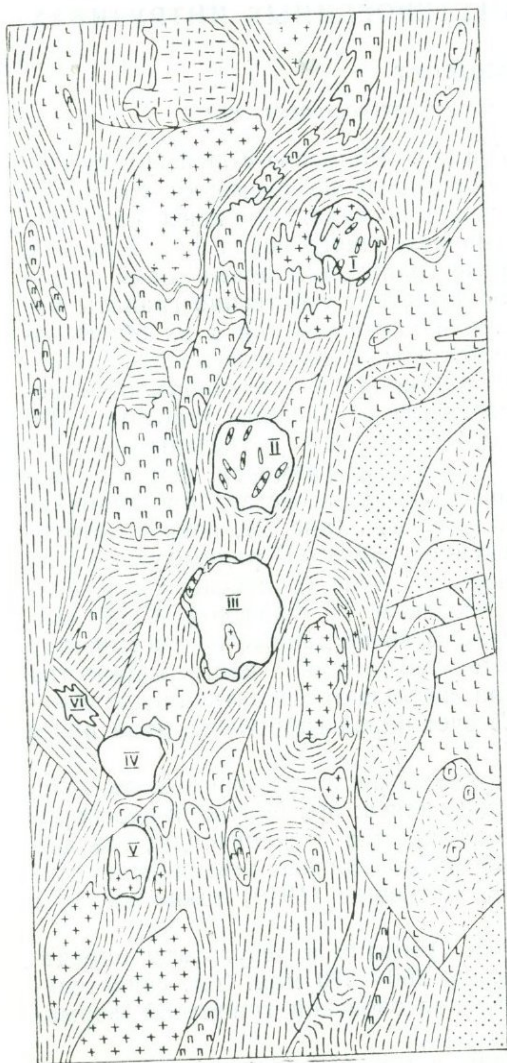


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Шиловско-Коневского района.

1 — граниты биотитовые и двуслюдяные; 2 — габброидные такситовые гранитоиды повышенной основности и щелочности; 3 — плагиограниты и кварцевые диориты; 4 — габбро-диабазы, реже габбро; 5 — серпентиниты аподунитовые и апогардбургитовые; 6 — известняки, углисто-глинистые и карбонатно-углисто-глинистые сланцы, гравелиты, песчаники и алевролиты (C_1v); 7 — туфоконгломераты, туфопесчаники, углистые известняки, углисто-глинистые сланцы и филлиты (D_2+s); 8 — порфириты базальтовые и андезит-базальтовые, их туфы, прослон и линзы органогенных известняков ($S_2ld_2-D_1$); 9 — порфиритоиды базальтовых порфиритов и их туфов, апопорфиритовые зеленые сланцы, кварциты и кварцитовидные сланцы, углисто- и графито-углисто-кремнистые сланцы, амфиболиты и амфиболовые гнейсы ($O_3-S_2ld_1$); 10 — линии разрывных тектонических нарушений; 11 — гетерогенные интрузивы: I — Шиловский, II — Петуховский, III — Шабуровский, IV — Свободинский, V — Боровской, VI — Григорьевский.

время в южном направлении габбро-диабазы через их порфирировидные разновидности постепенно переходят в эффузивы фаунистически охарактеризованной маминской толщи. Наконец, в обнажениях по р. Исети в 1,5 км ниже Давыдовского массива наблюдаются оплавленные обломки габброидов, аналогичных давыдовским, в верхнелудловско-нижнедевонских вул-

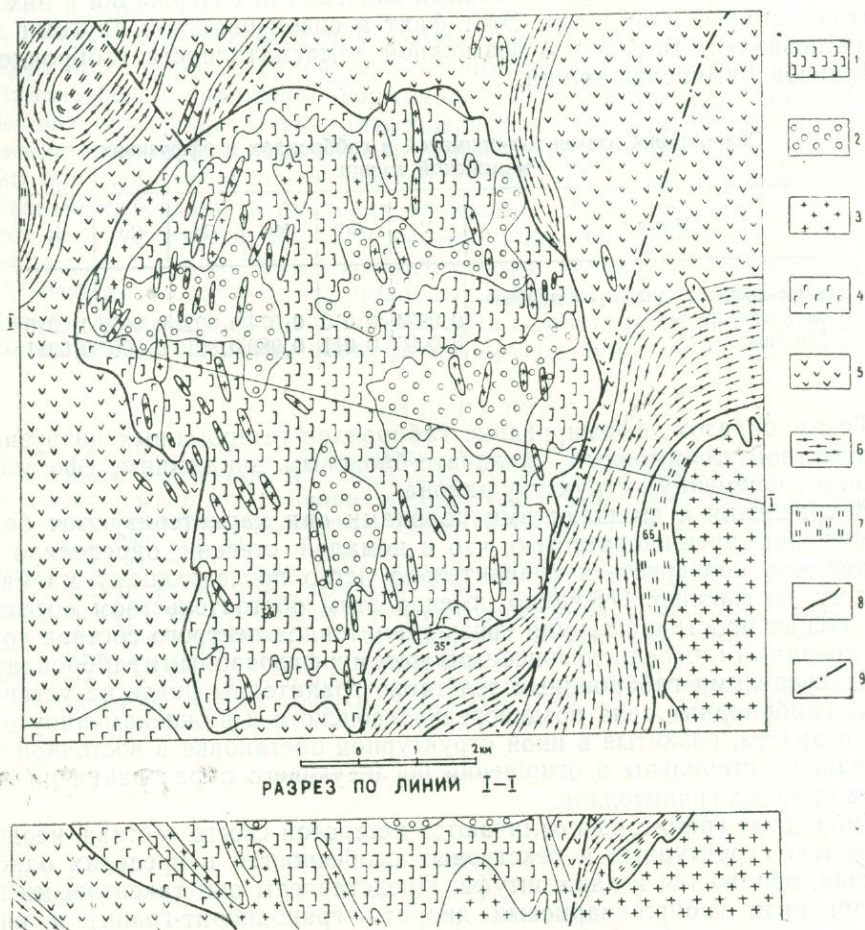


Рис. 2. Взаимоотношения гранитоидов и габбро-диабазов в Шабуровском массиве (план и разрез).

1 — сиенито-диориты кварцевые и бескварцевые; граносиенито-диориты; кварцевые диориты; гранодиориты гибридные такситовые; 2 — порфиробластические сиенито-диориты; 3 — граниты средне- и мелкозернистые и аplitовидные; 4 — габбро-диабазы метаморфизованные; 5 — порфиритоиды пироксен-плагноклазовых порфиритов базальтового состава и апорфиритовые актинолит-альбитовые сланцы (S,w); 6 — углито- и графито-углито-кремнистые сланцы и кварциты (S₁ln); 7 — амфиболиты и амфиболовые гнейсы (O₃); 8 — линия контакта Шабуровского массива с вмещающими породами; 9 — линии разрывных тектонических нарушений.

каногенных и вулканогенно-обломочных породах. Эти три случая, на первый взгляд взаимоисключающие друг друга, свидетельствуют об одновременном, длительном и иногда чередующемся во времени образовании габброидов и вулканитов в течение верхнего лудлова и нижнего девона. В габброидных массивах, непосредственно сочлененных в северной части с Пегуховским и в западной — с Некрасовским интрузивами, широко распространены диабазы и диабазовые порфириды. Макроскопически и под микроскопом интрузивные диабазы и диабазовые порфириды

ничем не отличаются от тех же пород эффузивного ряда, и только геологические данные об условиях их залегания позволяют разделить те и другие при геологическом картировании. По данным В. П. Олерского, габброиды восточного экзоконтакта Некрасовского массива и вулканогенные породы вмещающей их маминской толщи характеризуются весьма близкими среднеарифметическими значениями содержаний в них элементов-примесей (таблица). Этот факт в совокупности с другими данными позволяет говорить о возможной комагматичности габброидов и эффузивов маминской толщи.

Содержания элементов-примесей в габброидах и эффузивах маминской толщи

Породы	V	Cr	Mn	Co	Cu	Sc
Габбро-диабазы, диабазы и диабазовые порфириты	0,0094	0,012	0,074	0,0021	0,0059	0,0015
Эффузивы	0,0099	0,011	0,080	0,0012	0,0057	0,0011

Таким образом, формирование габброидов гетерогенных интрузивов предшествовало основным складчато-блоковым движениям, сформировавшим современную структуру района.

В сравнении с вмещающими породами они характеризуются более интенсивной трещиноватостью, что в немалой степени определило их способность подвергаться сравнительно легко последующему магматическому замещению. Очевидно, именно этим обстоятельством объясняется тесная пространственная связь гранитоидов пестрого состава только с древними (досреднедевонскими) метаморфизованными габброидами.

За пределами габброидных тел такие гранитоиды нигде не установлены. Габброидные тела позднесреднедевонского и нижнекаменноугольного возраста, развитые в иной структурной обстановке в восточной части района, стерильны в отношении последующего образования по ним более молодых гранитоидов.

Гибридные гранитоиды отличаются пестротой своего состава, неоднородностью структурных и текстурных особенностей в пределах одного массива, обнажения и даже штуфа. Представлены они такситовыми породами ряда габбро-кварцевый диорит — гранодиорит-гранит и ряда габбро — кварцевый сиенито-диорит — граносиенит — гранит. В большинстве гетерогенных интрузивов развиты порфиридные и порфиробластические гранитоиды с инъекционно-метасоматическими порфиробластами калиевого полевого шпата (Куплетский, 1946, 1947). Контакты гибридных гранитоидов пестрого состава с нормальными гранитами, как и контакты их с боковыми породами, самые различные: резкие и нерезкие, ровные и извилистые, крутопадающие и пологие. При этом контакты гибридных гранитоидов с габброидами всегда постепенные, а с карбонатными и терригенными породами — резкие. Можно проследить по образцам все переходы от исходного почти непереработанного габбро до гранита.

Особенностью гетерогенных интрузивов является преимущественная концентрация внутри них тел и даек собственно гранитов. Граниты сравнительно крупных (мощностью от первых метров и более) тел внутри гетерогенных интрузивов образуют постепенные переходы к гибридным гранитоидам. В то же время аплитовидные граниты и гранит-порфиры маломощных даек (мощностью в основном от 1 м и менее), явля-

ющиеся, очевидно, продуктами кристаллизации остаточного расплава, характеризуются только резкими контактами во всех случаях.

— Интрузивы гранитоидов пестрого состава окружены ореолами контактового метаморфизма, степень которого для различных массивов неодинакова.

Выше рассмотрен случай совмещения в одних и тех же массивах интрузивных пород верхнелудловско-нижнедевонской габбровой и позднепалеозойской гранитной формации. Пространственная совмещенность несвязанных генетически разновозрастных габброидов и гранитов объясняется их приуроченностью к одной и той же мобильной зоне длительно проявлявшейся тектонической и магматической активности. Гетерогенные интрузивы в пределах этой зоны отличаются друг от друга по составу слагающих пород и особенностям внутреннего строения, что объясняется различными геологическими условиями их формирования.

Вполне возможно, что подобные массивы со структурно совмещенными в их пределах разновозрастными и генетически не связанными габброидами и гранитами развиты и в других районах Урала.

ЛИТЕРАТУРА

- Куплетский Б. М. Об образовании некоторых порфиридных гранитов Среднего Урала. Сб., посвящ. Д. С. Белянкину. М., Изд-во АН СССР, 1946.
- Куплетский Б. М. Гранитные интрузии восточного склона Среднего Урала и их редкометальное оруденение.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1947, петрогр. сер. (26), вып. 83.
- Соболев И. Д. Основные черты магматизма Урала.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 8. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Штейнберг Д. С. Основные черты петрологии и металлогении интрузивных формаций Урала.— Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Первого Урал. петрогр. совещ., т. 1. Свердловск, 1963.
- Устиев Е. К. К вопросу о моногенных, полигенных и гетерогенных интрузиях.— Материалы по геологии Северо-Востока СССР, 1949, вып. 5 (Магадан).

ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ МАГНИТОГОРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ

Д. Н. САЛИХОВ, И. Б. СЕРАВКИН

Горно-геологический институт Башкирского филиала АН СССР, г. Уфа

Учение о вулcano-плутонических формациях наиболее полно разработано применительно к продуктам гранитоидной магмы, проявившимся на заключительных стадиях развития своеобразных подвижных поясов (Устиев, 1963). Базальтоидные вулcano-плутонические комплексы ранних этапов развития геосинклиналей с точки зрения соотношения вулканизма и плутонизма остаются почти не изученными, между тем характерная геотектоническая обстановка формирования таких комплексов и специфическая металлогения требуют их всестороннего рассмотрения и выделения. До последнего времени нет единства и в понимании термина «вулcano-плутоническая формация». Симпозиум, специально посвященный этой проблеме, дал следующее определение вулcano-плутонической формации. «Последняя характеризуется тем, что эффузивные и интрузивные породы тесно связаны генетическим родством, формируются геологически одновременно, объемы одних и других приблизительно равны; они возникают при одном тектоническом режиме». Мы в целом принимаем это определение. Следует лишь отметить, что серьезные трудности возникают при оценке объемов эффузивных и интрузивных пород, количественные соотношения которых меняются в зависимости от глубины эрозионного среза. Поэтому равное количество вулканических и плутонических фаций, по нашему мнению, не может являться определяющим в понятии вулcano-плутонической формации.

В пределах Магнитогорского мегасинклинория, характеризующегося широким развитием базальтоидного магматизма в доинверсионный этап развития, чрезвычайно интересными являются магматические комплексы Баймакского и Учалинского рудных районов, отличающиеся тесным переплетением во времени и пространстве вулканических и интрузивных процессов. Рассматриваемые комплексы наряду с типичными излившимися и плутоническими фациями включают разнообразные и разновременные интрузии вулканотипных порфировых пород, относимых большинством исследователей к субвулканическим образованиям. По мнению авторов, к субвулканическим телам следует относить только те вулканотипные интрузии, которые формируются одновременно с накоплением комагматичных эффузивно-пирокластических пород. Вулканотипные интрузии, становление которых происходит со значительным отрывом от времени накопления эффузивов и пирокластов, мы выделяем под названием субинтрузивов.

Баймакский магматический комплекс залегает в ядре Таналыкского поднятия, осложняющего западное крыло Магнитогорского мегасинкли-

нория в его южной части. Комплекс имеет предположительно силурийский возраст и сложен эффузивными, пирокластическими, субвулканическими, субинтрузивными и гипабиссальными интрузивными фациями, которые обычно объединяются под названием баймак-бурибаевской свиты.

Эффузивно-пирокластические породы свиты представлены непрерывным рядом дифференциатов базальтоидной магмы от диабазов до альбитофиров. В этом ряду значительный объем занимают средние члены: андезитовые и дацитовые порфириты, а также их пирокластические аналоги. Весьма характерно наличие промежуточных петрографических разновидностей андезито-базальтового, андезито-дацитового и риолито-дацитового состава. Силурийский вулканизм в пределах Таналыкского поднятия характеризовался преимущественно наземными извержениями вулканов центрального типа, что подтверждается наличием среди баймак-бурибаевских толщ реликтов древних вулканических построек, ныне представленных вулкано-купольными брахиантиклиналями. Такие вулканические постройки закартированы нами вблизи месторождений Майского, Бакр-Тау, Горная Байкара и на других участках. В течение силурийского этапа вулканизма состав его продуктов постепенно изменялся от основного к кислому. Соответственно в нижних горизонтах баймак-бурибаевской свиты встречаем излившиеся породы преимущественно базальтового и андезито-базальтового состава, сменяющиеся выше по разрезу андезитами, дацитами и альбитофирами. Указанная последовательность накопления эффузивных и пирокластических пород отражает общую тенденцию эволюции магматических очагов. Она в значительной мере осложняется многочисленными отклонениями, которые зависят от процессов магматической дифференциации в каналах отдельных вулканов.

Осадочно-пирокластические фации в составе баймак-бурибаевской свиты развиты весьма ограниченно. Они представлены маломощными и непротяженными линзами туффитов и кремнистых туффитов, формирующихся повсеместно и фиксирующих кратковременные локальные перерывы в активности вулканических центров.

Значительный объем вулканогенных толщ занимают субвулканические тела. Они локализуются преимущественно в форме межпластовых силлов, а также даек, мелких штоков и некков. Наибольшее количество субвулканических тел картируется в пределах вулкано-купольных построек. По петрографическому составу породы субвулканической фации полностью аналогичны эффузивным. Они представлены главным образом диабазами и дацитовыми порфиритами, в меньшей мере — андезитовыми порфиритами и альбитофирами. Субвулканические тела, как правило, локализуются среди эффузивно-пирокластических пачек соответствующего петрохимического состава, что доказывает синхронность формирования излившихся вулканических и субвулканических фаций.

Собственно интрузивные члены Баймакского магматического комплекса представляют небольшие тела плагиигранитов и кварцевых диоритов, из которых наиболее крупной является Богачевская интрузия. Судя по подсечениям в глубоких скважинах и геофизическим данным объем плутонических фаций в нижних горизонтах свиты, не вскрытых эрозией, значительно повышается. Верхний возрастной предел становления интрузий определяется находками обломков плагиигранитов среди туфогенно-осадочных отложений нижних горизонтов ирендыкской свиты нижнего девона, залегающих непосредственно на баймак-бурибаевских породах. Это свидетельствует о формировании плагиигранит-

тов параллельно с накоплением эффузивно-пирокластических и сопутствующих им субвулканических пород.

Особое место среди магматических образований Баймакского комплекса принадлежит вулканотипным интрузиям кварцевых альбитофиров и кварцевых порфиритов, именуемых нами субинтрузивными. Они локализируются в форме сложных лакколитов и неправильных тел нередко крупных размеров. Центральные части этих интрузий отличаются от кислых эффузивов и субвулканов высокой степенью раскристаллизованности вещества и по составу и структурам приближаются к плагиогранит-порфирам. Краевые же фации петрографически часто не отличимы от эффузивов и субвулканов. Кроме того, наблюдаются мелкие самостоятельные интрузивные тела, по составу и структурам занимающие промежуточное положение между крупнокварцевыми альбитофирами и соответствующими породами эффузивной группы. Контакты субинтрузивов контролируются разрывными нарушениями, наложенными на складчатость, проявившуюся на границе силура и девона. На отдельных участках субинтрузии прорывают нижние горизонты ирендыкской свиты. Эти факты указывают на то, что главная фаза становления субинтрузивных образований происходила со значительным отрывом от времени накопления вулканических и плутонических членов Баймакского магматического комплекса. Вместе с тем петрохимическое и петрографическое родство субинтрузивов с указанными членами комплекса свидетельствует об образовании их из единого магматического очага. Интрузии крупнокварцевых альбитофиров завершают эволюцию магматизма Таналыкского поднятия. Последние проявления долгоживущих силурийских магматических очагов во времени оказываются совмещенными с андезито-базальтовым магматизмом ирендыкской свиты, получившим широкое развитие в соседней к востоку структурно-фациальной зоне в нижнем девоне.

В петрохимическом отношении рассмотренные фации Баймакского магматического комплекса образуют единую известково-щелочную серию, близкую к типу Пеле.

Общая геотектоническая обстановка формирования Баймакского магматического комплекса характеризуется наличием в силуре на месте современной Таналыкской антиклинали устойчивого геоантиклинального поднятия, близкого к современным островным дугам типа Курило-Камчатской. Это подтверждается наличием в составе комплекса преимущественно субаэральных вулканических фаций, отсутствием осадочных горизонтов и незначительным распространением осадочно-пирокластических образований. Геоантиклинальное поднятие существовало и развивалось на фоне общего прогибания палеозойской геосинклинали Тагило-Магнитогорского погружения.

С Баймакским магматическим комплексом пространственно тесно связаны многочисленные золото-полиметаллические месторождения. По ряду признаков эти месторождения значительно отличаются от типичных колчеданных залежей (Сопко, 1966). Во времени золото-полиметаллическое оруденение ассоциируется с субинтрузиями кварцевых альбитофиров. Таким образом, своеобразие магматических проявлений Таналыкского поднятия находится во взаимосвязи со специфической металлогенией района.

Другой магматический комплекс, характеризующийся тесным переплетением во времени и пространстве эффузивно-пирокластических, субвулканических и интрузивных фаций, проявился в пределах Учалинского рудного района. Эффузивно-пирокластические фации комплекса объединяются исследователями в две последовательно формировавшиеся

свиты — карамалыташскую и улутаускую. Карамалыташская свита, на-
кспление которой, согласно последним представлениям (Фролов, Фроло-
ва, 1965, и др.), происходило главным образом в эйфельский век средне-
го девона, сложена продуктами контрастной дифференциации магмы.
Породы свиты представлены, с одной стороны, диабазами и диабазовыми
порфиритами, с другой — альбитофирами и кварцевыми альбитофирами
и сопровождающими их пирокластическими разностями. Переходные
типы пород имеют в целом ограниченное развитие, хотя в строении от-
дельных участков их роль значительна. Соотношение кислых и основных
пород в разрезах карамалыташской свиты различных частей Учалин-
ского рудного района не постоянно. Например, в карамалыташском раз-
резе Малоучалинской антиклинали отчетливо преобладают породы
основного состава, тогда как в пределах Ахуново-Первомайского под-
нятия свита сложена преимущественно кислыми породами.

Улутауская свита, формировавшаяся главным образом в живетский
век, сложена породами непрерывного ряда дифференциатов от диабазов
до альбитофиров с отчетливым преобладанием дацитовых и андезитовых
разностей. В отличие от отложений карамалыташской свиты, здесь ши-
роко развиты пирокластические породы.

Соотношение карамалыташской и улутауской свит является дискус-
сионным. Некоторые исследователи (Олли, Романов, 1959; и др.), опи-
раясь на материалы южной части западного крыла Магнитогорского
мегасинклинория, рассматривают предулутауское время как эпоху кор-
динальной перестройки тектонического плана. Поэтому вулканогенные
породы карамалыташской и улутауской свит можно считать произ-
водными различных этапов магматизма. Такое представление, по наше-
му мнению, не следует распространять на Учалинский рудный район.
Так, стратиграфическое и угловое несогласие, четко фиксирующееся в
подошве улутауской свиты в южной части Магнитогорского мегасинкли-
нория, не наблюдается в пределах рассматриваемого района, хотя не-
значительные локальные угловые несогласия имеют место. Переходы
между отложениями свит всюду постепенные. Участками состав пород
меняется настолько плавно, что граница может быть проведена лишь
условно.

Наконец, изучение магматических образований в целом показывает,
что вулканогенные породы улутауской свиты по петрографическим и
петрохимическим особенностям очень близки к таковым карамалыташ-
ской свиты и представляют собой дифференциаты непрерывного ряда
единой андезито-базальтовой магмы.

Субвулканические тела карамалыташского и улутауского вулканиз-
ма контролируются преимущественно выходами соответствующих свит.
Размеры и морфология их чрезвычайно разнообразны, но все они, за не-
большим исключением, представлены породами, близкими по облику к
эффузивам, отличаясь от последних интрузивными формами залегания.
Сложены субвулканические залежи диабазами, диабазовыми порфири-
тами, андезитовыми порфиритами, дацитовыми порфиритами, альбито-
фирами и кварцевыми альбитофирами. Обычно диабазы и диабазовые
порфириты тесно взаимосвязаны постепенными переходами в пределах
одного тела. Аналогичная взаимосвязь характерна для альбитофиров и
кварцевых альбитофиров. Андезитовые и дацитовые порфириты слагают
самостоятельные залежи, сопровождаясь часто переходными породами
типа андезито-дацитов.

Анализ распространения субвулканических образований свидетель-
ствует о наиболее широком развитии кислых разностей — альбитофи-
ров и кварцевых альбитофиров, значительно меньше распространены

дацитовые порфиры, диабазы и диабазовые порфиры и еще меньше — андезитовые порфиры.

Последовательность формирования субвулканических залежей, представленных различными петрографическими типами пород, является довольно сложной. Пересечения залежей альбитофиров и кварцевых альбитофиров диабазами и, с другой стороны, обратные взаимоотношения показывают на многократность внедрения и становления субвулканических тел одного состава. Вместе с тем направленность в эволюции магматического расплава в целом очевидна. Она проявляется в повышении кислотности конечных членов дифференциации расплава. Прямым подтверждением этому положению служит более широкое развитие кислых субвулканических залежей среди вулканогенно-осадочных толщ верхов улутауской свиты.

Интрузивные фации комплекса представлены небольшими телами габбро-диабазов и габбро. Выходы их приурочены к вулканогенным породам карамалыташской и улутауской свит. Местами интрузивные залежи встречаются также среди силурийских и нижнедевонских вулканогенно-осадочных отложений. Объемы собственно интрузивных фаций комплекса в целом не велики и значительно уступают эффузивным, субвулканическим и субинтрузивным фациям. Возможно, это обстоятельство связано с тем, что интрузивные тела в значительной мере не вскрыты современным эрозионным срезом.

Завершают процесс магматической деятельности, так же, как и в Баймакском комплексе, вулканотипные породы с отчетливо выраженными интрузивными формами залегания, объединяемые в субинтрузивную фацию. Представлены они кварцевыми альбитофирами, отличающимися от субвулканических пород соответствующего состава полнокристаллической основной массой и широким развитием более крупных вкрапленников кварца. В то же время рассматриваемые кварцевые альбитофиры по петрохимическим признакам близки к кислым субвулканическим породам.

Субинтрузивные залежи распространены среди вулканогенных отложений карамалыташской и улутауской свит и контролируются разрывными нарушениями послесреднедевонского возраста. Местами залежи кварцевых альбитофиров обнаруживают интрузивные контакты с песчаниками и кремнистыми сланцами мукасовского горизонта, накопление которых, согласно представлениям большинства исследователей, происходило в нижнем фране.

Таким образом, формирование субинтрузивных залежей значительно оторвано во времени от накопления эффузивно-пирокластических толщ карамалыташской и улутауской свит.

Рассмотренные магматические комплексы по совокупности признаков могут быть отнесены к вулcano-плутоническим. Формирование базальтоидных вулcano-плутонических комплексов башкирской части Магнитогорского мегасинклинория происходило в доинверсионный этап развития геосинклинального прогиба. Образование собственно интрузивных и субинтрузивных фаций, определяющих принадлежность комплексов к вулcano-плутоническим, происходит в поздние стадии магматических этапов. Условия формирования силурийского Баймакского вулcano-плутонического комплекса определяются приуроченностью к частному геоантиклинальному поднятию, развивавшемуся на фоне общего прогибания геосинклинали. Среднедевонский вулcano-плутонический комплекс приурочен к узлу сочленения различных структурно-фациальных зон, геотектоническое положение которых изучено недостаточно.

ЛИТЕРАТУРА

- Олли А. И., Романов В. А. Тектоническая карта Башкирии. Уфа, 1959.
- Сопко П. Ф. Критерии для поисков колчеданных месторождений на восточном склоне Южного Урала. — Разведка и охрана недр, 1966, № 7.
- Устиев Е. К. Охотский структурный пояс и проблемы вулканоплутонических формаций. — Проблемы магмы и генезис изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Фролов В. Т., Фролова Т. И. Соотношение эффузивного пирокластического и осадочного вещества в формациях эвгеосинклинали Южного Урала. — Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., «Наука», 1965.

ОБ ИГНИМБРИТОВИДНЫХ ПОРОДАХ СИБАЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А. С. БОБОХОВ, З. И. РОДИЧЕВА

Горно-геологический институт Башкирского филиала АН СССР

В последнее время среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ Южного и Среднего Урала, в том числе и в пределах рудных полей многих колчеданных месторождений, были описаны породы, имеющие много сходных черт с игнимбритами (Червяковский, 1965; Грешнер, 1966; Бородаевская, 1966; и др.). Общепринятые взгляды на условия образования этих пород дали возможность М. Б. Бородаевской, С. Г. Грешнеру и Г. Ф. Червяковскому предполагать существование субаэральных условий в течение того или иного отрезка времени формирования рудовмещающих комплексов. Исходя из совместного залегания уральских игнимбриитовидных пород с морскими отложениями, а также на основании некоторых теоретических расчетов С. Н. Иванов пришел к выводу, что наиболее благоприятной средой для их образования является неглубокое море.

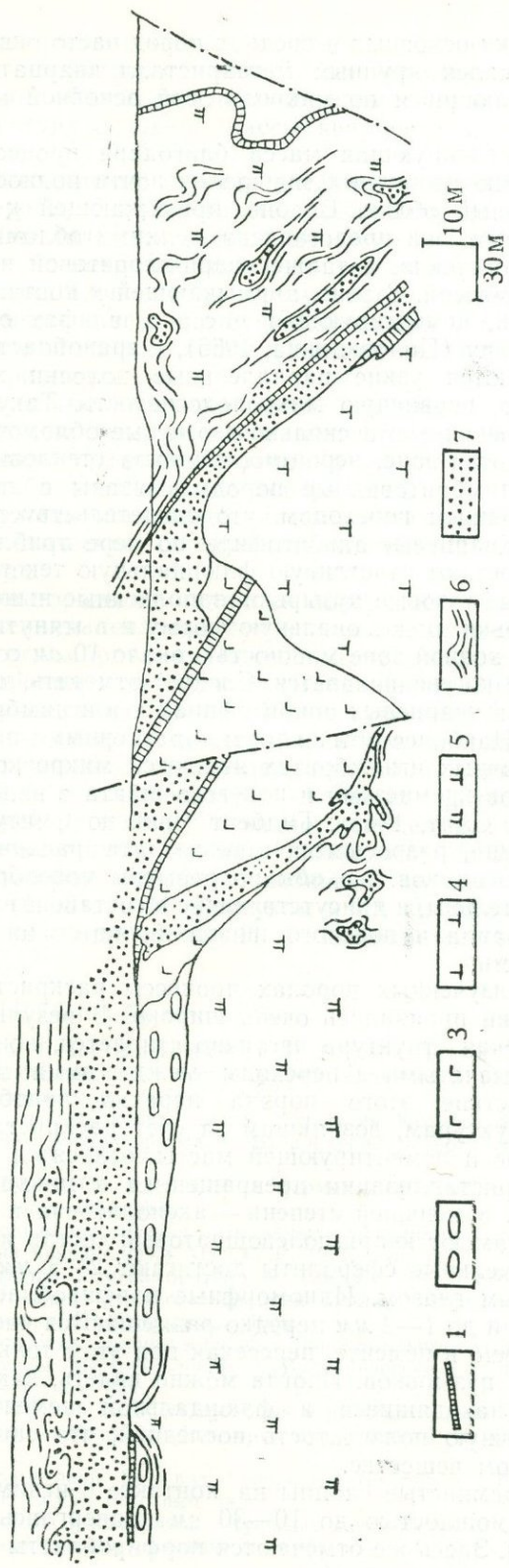
Выяснение природы подобных пород, входящих в состав рудоносных комплексов, в связи с дискуссионностью многих вопросов колчеданного рудообразования имеет немаловажное значение. Поэтому нам кажется целесообразным описание некоторых геолого-петрографических особенностей игнимбриитовидных пород, изученных нами в северо-западном борту карьера Сибайского месторождения.

Игнимбриитовидные породы образуют здесь две крупные залежи пластообразной формы (рисунок). Залежь, занимающая более высокий стратиграфический уровень, приурочена к лежащему боку мощного пластообразного тела кварцевых альбитофиров, всячий бок которого в большей своей части эродирован. Взаимоотношения кварцевых альбитофиров с кремнистыми сланцами свидетельствуют об интрузивном характере магматических пород. Мощность игнимбриитовидных пород составляет здесь 3—11 м. Вторая залежь мощностью 1—6 м располагается висячем боку другого крупного тела кварцевых альбитофиров, апофизы которого секут подушечные лавы и кремнистые сланцы. В апикальной части игнимбриитовидные породы отчленяются от кварцевых альбитофиров и интродуцируют породы кровли. В корневой части залежь сокращается в мощности и игнимбриитовидные породы образуют пальцеобразные ответвления в кварцевые альбитофиры. Кроме уже отмеченных залежей игнимбриитовидные породы наблюдаются и среди самих кварцевых альбитофиров в виде небольших тел линзообразной и неправильной, часто причудливой формы.

Игнимбриитовидные породы обладают ясно выраженным обломочным строением. Форма обломков угловатая, линзовидная. Размеры их от долей до 4—7 см, реже достигают 20—60 см. Обломки линзовидной формы,

нередко несколько изогнутые, выделяются своей окраской на фоне цементирующей массы и напоминают «фиамме» типичных игнимбритов. Они, как правило, ориентированы субпараллельно. Параллельная ориентировка их сохраняется и в пределах апофиз игнимбритоподобных пород во вмещающие породы, свидетельствуя таким образом о том, что она своим происхождением обязана течению обломочной массы.

В состав игнимбритоподобных пород входят в основном продукты кислой магмы — обломки кварцевых альбитофиров, нередко тонкофлюидальных, пемзы, девитрифицированного стекла и осколки фенокристаллов. Встречаются обломки полнокристаллических пород, по составу и структуре соответствующие плагиогранитам. Обломки вмещающих пород (кремнистых сланцев, диабазовых и андезит-базальтовых порфиритов) присутствуют в подчиненном количестве. Они отмечаются большей частью в приконтактных частях залежи, и обычно в той или иной степени изменены. Обломки кремнистых сланцев корродированы, иногда как бы оплавлены. По периферии обломка часто развивается эпидот в виде каймы мощностью до 2 см. К числу новообразований в кремнистых породах относятся также метакристы кварца, плагиоклаза, а также кварцево-полевошпатовые сферолиты.



Зарисовка уступов северозападного борта Сибирского карьера.

1 — кремнистые сланцы; 2 — подулочные лавы; 3 — диабазовые порфириты; 4 — биокварцевые альбитофиты; 5 — кварцевые альбитофиты; 6 — тонкофлюидальные, эвтакситовые кварцевые альбитофиты; 7 — игнимбритоподобные породы.

Обломки основных и средних пород часто окварцованы. В одном шлифе наблюдался крупный метакристалл кварца со сферолитовой каймой, развивающийся по микролитовой основной массе андезитового порфирита.

Цементирующая масса благодаря процессам раскristаллизации и развитию вторичных минералов почти полностью утратила свой первоначальный облик. В зоне, примыкающей к контакту с вмещающими породами, она представлена мелкими обломками пород, кварца, измененного стекла, а также кварц-хлоритовой или альбит-кварцево-хлоритовой массой. В зоне, примыкающей к контакту с кварцевыми альбитофирами, цементирующая масса в шлифах обнаруживает гелицитовую структуру (Половинкина, 1966), в гранобластовом агрегате кварца располагаются узкие параллельные полоски хлорита, подчеркивающие, видимо, первичную микрополосчатость. Такую же структуру имеют и пламенивидные, несколько изогнутые обломочки стекла, поэтому цементом в этой зоне, вероятно, служила стекловидная флюидальная масса.

Игнимбритовидные породы связаны с кварцевыми альбитофирами постепенным переходом, что свидетельствует об их генетическом родстве. Кварцевые альбитофиры по мере приближения к переходной зоне приобретают отчетливую флюидальную текстуру. В них появляются отдельные газовые пузырьки, заполненные ныне вторичными минералами. Пузырьки имеют овальную форму и вытянуты по направлению течения. В переходной зоне мощностью около 10 см содержание газовых пузырьков резко увеличивается. Следует отметить, что направление флюидалности в кварцевых альбитофирах и в игнимбритовидных породах совпадает. Наиболее обычными и характерными продуктами девитрификации в типичных игнимбритах являются микроскопические прорастания минералов кремнезема и полевого шпата в виде аксиолитов и сферолитов (Росс, Смит, 1963). Гилберт (цит. по Смиуту, 1963) описал кристаллы санидина, разросшиеся в результате раскristаллизации до размеров вкрапленников. Но обычно размеры новообразованных кристаллов незначительны, и присутствующие в составе игнимбритов крупные кристаллы кварца и полевого шпата являются интрателлурическими образованиями.

В изученных породах процессы раскristаллизации и перекристализации проявились очень широко. В результате этого первичная кластическая структура частично стирается, контуры обломков становятся расплывчатыми и переходы между ними и цементом постепенными. Вследствие этого порода нередко приобретает пятнистый облик. К структурам, возникшим за счет раскristаллизации стекловатых обломков и цементирующей массы, относятся фельзитовая (в результате перекристализации превращенная в микрогранобластовую), сферолитовая, в меньшей степени — аксиолитовая и порфиробластовая. Сферолиты имеют кварц-полевошпатовый состав и размеры до 0,4 мм. Однако отдельные сферолиты достигают 2—3 мм и хорошо видны невооруженным глазом. Идиоморфные порфиробласты кварца и альбита размерами до 1—2 мм нередко размещаются частично в пемзовом обломке, частично в цементе, пересекая при этом тонкие перегородки бывших газовых пузырьков. Иногда можно видеть, как сферолиты и порфиробласты, находящиеся в флюидальной цементирующей массе, срезают первичную полосчатость последней, что свидетельствует о росте их в твердом веществе.

Кремнистые сланцы на контакте с игнимбритовидными породами в зоне мощностью до 10—30 см подверглись некоторой перекристализации. Здесь же отмечаются порфиробласты кварца и альбита. Местами

массовое развитие метабластического кварца, альбита и сферолитов с параллельным очищением от хлоритовых и эпидотовых частичек приводит к возникновению участков обычно неправильно-изометричной формы, имеющих состав и структуру основной массы кварцевых альбитофиров.

Исходя из всего сказанного, можно сделать следующие выводы:

1. Игнимбритовидные породы Сибайского месторождения по отношению к вмещающим породам являются эпигенетическими.

2. Генетически они связаны с интрузивными кварцевыми альбитофирами, и образование их, видимо, происходило в результате высвобождения летучих из расплава. Вместе с тем при существовавших в момент подъема магмы условиях была возможна лишь частичная эксплозия, не приведшая к полной дезинтеграции расплава.

3. Наблюдающиеся постепенные переходы между обломками и цементирующей массой являются не следствием спекания стекловатых частиц, а результатом медленной раскристаллизации в условиях, существовавших на некоторой глубине от дневной поверхности.

4. Изученные породы служили источником постмагматических растворов, вызывавших метасоматическую переработку ксенолитов и вмещающих пород в экзоконтактах.

Таким образом, описанные породы не являются поверхностными образованиями, подобно отложениям пепловых туч и потоков, и, следовательно, не могут называться игнимбритами. По своим генетическим особенностям они относятся к породам типа туфолав (Влодавец, 1957, 1961; Петров, 1957, 1961; Милановский, Короновский, 1961). Туфолавы имеют постепенные переходы к полностью дезинтегрированным породам — взрывным брекчиям. Образование их связано, видимо, с дальнейшими изменениями давления и температуры — главных факторов, управляющих дифференциацией расплава. Очевидно, кварцевые альбитофиры и генетически связанные с ними брекчии Сибайского месторождения в совокупности представляют собой взрывной аппарат, подобный описанному П. Реем (1963), А. М. Борсуком и Ю. П. Масуренковым (1964), Ю. С. Бородаевым и др. (1965), П. Ф. Иванкиным (1966) и др.

ЛИТЕРАТУРА

- Бородаев Ю. С., Гончарова Т. Я., Зарайский Г. П., Яковлев Г. Ф. Взрывные брекчии на медноколчеданном месторождении Блявинского рудного поля. — Геология рудных месторождений, 1965, т. 7, № 6.
- Бородаевская М. Б. Положение медноколчеданного оруденения Южного Урала в истории развития вулканизма и метаморфизма. — Второе Урал. петрогр. совещ. Тезисы докладов, т. III. Свердловск, 1966.
- Борсук А. М., Масуренков Ю. П. Об взрывных формах интрузивного процесса. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1964, № 4.
- Влодавец В. И. О происхождении пород, обычно называемых туфолавами и игнимбритами. — Труды Лаборатории вулканологии АН СССР, 1957, вып. 14.
- Влодавец В. И. Проблема туфолав и игнимбритов. — Там же, 1961, вып. 20.
- Грешнер С. Г. Игнимбриты в главной вулканогенной зоне Урала. — Второе Урал. петрогр. совещ. Тезисы докладов, т. III. Свердловск, 1966.
- Иванкин П. Ф. О закрытых эксплозиях, сопровождающих гипабиссальные интрузии и их роль в формировании рудных месторождений. — Вулканические и вулканоплутонические формации. М., «Наука», 1966.
- Милановский Е. Е., Короновский Н. В. «Туфолавы» и родственные им образования Центрального Кавказа. — Труды Лаборатории вулканологии АН СССР, 1961, вып. 20.
- Петров В. П. Игнимбриты и туфовые лавы. Еще раз о природе арктик-туфов. — Труды Лаборатории вулканологии АН СССР, 1957, вып. 14.
- Петров В. П. Петрографический облик игнимбритов и туфовых лав и их место среди горных пород, промежуточных между лавами и туфами. — Там же, 1961, вып. 20.

- Половинкина Ю. Ир. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических пород. М., «Недра», 1966.
- Росс К. С., Смит Р. Л. Туфы пеплового потока, их происхождение, геологические отношения и идентификация.— Проблемы палеовулканизма. М., Изд-во иностр. лит., 1963.
- Рей П. С. Игнимбриты жерла Килхрист на острове Скай. — Там же.
- Смит Р. Л. Потоки вулканического пепла. — Там же.
- Червяковский Г. Ф. О роли и значении некоторых фаций в понимании истории развития Тагило-Магнитогорского погружения.— Труды Первого совещ. по палеогеогр. Урала. Свердловск, 1965.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
УРАЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ

ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ И МАГМАТИЗМА УРАЛА

ПЕПЛОВЫЕ КРИСТАЛЛОТУФЫ ИЗ РАЙОНА КОЛЧЕДАННОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ «МОЛОДЕЖНОЕ» НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Г. Б. МЕЛЬНИКОВА

Институт геологии и геохимии Уральского филиала АН СССР

Кристаллокластические туфы представляют интерес прежде всего как явление редкое и как источник определенной информации об истории вулканизма в областях их развития.

На рассматриваемом участке эти образования прослежены в ассоциации с пепловыми¹ ксенотуфами вдоль восточного погружения субмеридиональной структуры «Молодежного». Они залегают на вулканогенных породах дацит-базальтового комплекса и перекрываются без следов перерыва эффузивно-пирокластическими образованиями основного состава. Такое положение в разрезе свидетельствует о том, что формирование этих отложений представляет определенный эпизод в интенсивной вулканической деятельности в данном районе. Возраст всего комплекса пород — живетский. Мощности толщи, состоящей преимущественно из тонкообломочных кристаллокластических туфов и псаммитовых ксенотуфов, составляет 200 м. При этом, судя по керну, для отложений не характерна какая-либо отчетливая слоистость, что является признаком массового, быстрого накопления обломочного материала без следов существенной переотложенности его. Такое накопление, как показали многочисленные исследования, характерно для эксплозивного процесса в противоположность несравненно более медленному процессу нормальной седиментации. По керну в рассматриваемых породах наблюдается лишь грубая расслоенность материала с чередованием несколько различающихся по составу массивных однородных пластов мощностью в несколько метров и десятков метров. Для этих отложений, как и вообще для туфов, характерно почти полное отсутствие фауны.

Кристаллотуфы «Молодежного» — это серовато-зеленые афанитовые породы с размером обломков, в основном, в десятые и сотые доли миллиметра. По внешнему облику они настолько сходны с окружающими вулканитами, что при первоначальных полевых наблюдениях были названы альбитофирами. Обломочный материал (рис. 1) в значительной степени отсортированный, представлен осколками и мелкими целыми фенокристами резко преобладающего (до 80% в породе) плагиоклаза — альбита с включениями хлорита и эпидота. Плагиоклаз аналогичен наблюдающемуся в многочисленных фенокристах вулканогенных пород, с которыми ассоциируют кристаллотуфы. В подчиненном количестве

¹ Согласно классификации вулканогенных обломочных пород, под названием «пепловые туфы» подразделяются разновидности — пелитовые, алевритовые и псаммитовые, т. е. с размером обломков менее 2 мм.

постоянно присутствуют остроугольные обломки кварца. Эпизодически встречаются мелкие обломки эффузивов дацитового и базальтового состава, хлоритизированного стекла. Между обломками — в небольшом количестве тонкочешуйчатый хлорит и мелкие скопления эпидота. При увеличении примеси обломков пород, что обычно наблюдается при укрупнении обломочного материала, кристаллокластические туфы приобретают характер ксенотуфов, с образования которых по меньшей мере трижды начиналось отложение пирокластического материала во время формирования всей толщи. Для отложений в целом характерно

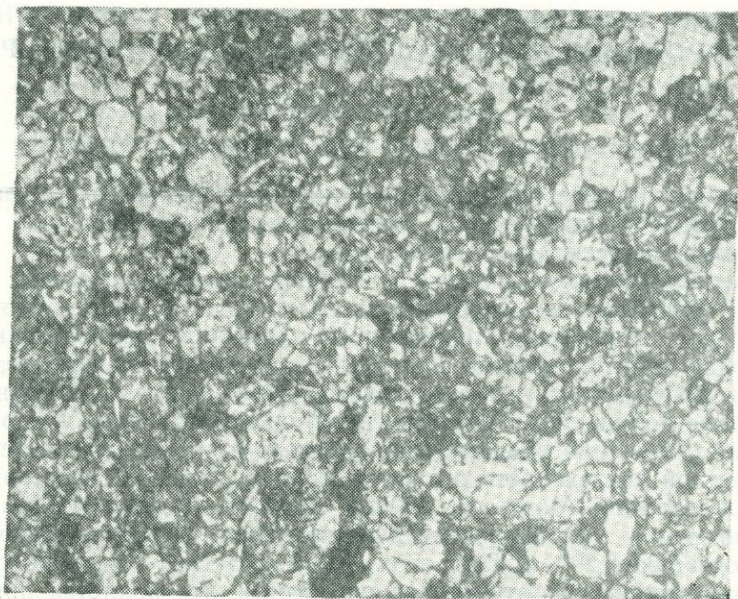


Рис. 1. Кристаллокластический туф.

В обломках — преимущественно плагиоклаз. М-ние «Молодежное», скв. 530.
×40, без анализатора.

преобладание обломков кристаллов плагиоклаза, но прослой, наиболее обогащенные этим материалом (собственно кристаллокластические тонкообломочные туфы), имеют более ограниченное распространение и мощность до 20—25 м. В восточной части разбуренного участка месторождения пепловые отложения ближе к основанию толщи сменяются более грубообломочными — псаммитовыми и псефитовыми разновидностями ксенотуфов, содержащих наряду с вулканическим материалом обломки рифогенных известняков, обычно ассоциирующих с породами дацит-базальтового комплекса в районе. Количество этих обломков с глубиной возрастает до перехода в маломощный невыдержанный по простиранию слой брекчированного известняка, залегающего в самом основании толщи.

Для рассматриваемых пород чрезвычайно характерны туфовые структуры без признаков транспортировки и окатанности обломков, что можно видеть на рис. 2. По минералогическому и химическому составу тонкообломочные туфы отвечают дацитам, что находится в соответствии с проявлением дацитового вулканизма в районе. Химический состав этих

туфов, очевидно, не совсем точно отражает состав исходной магмы, но тем не менее является показательным:

	1	2
SiO ₂	70,1%	70,11%
TiO ₂	0,42	0,41
Al ₂ O ₃	14,31	13,52
Fe ₂ O ₃	2,97	0,70
FeO	—	2,58
MnO	—	0,08
MgO	1,28	1,19
CaO	2,12	4,06
Na ₂ O	5,38	2,50
K ₂ O	0,35	0,68
П. п. п.	1,6	3,97
Сумма	98,53%	99,90%

Примечание. 1 — скв. 513, гл. 125 м — лаборатория ЧГРТ, анализ сделан по материалам Верхне-Уральской партии; 2 — скв. 513, гл. 116 м, анализ сделан Т. Е. Лушиковой.

Спектральным анализом в пепловых туфах устанавливается тот же комплекс малых элементов, что и в ассоциирующих с ними вулканитах. На диаграмме (рис. 3) отчетливо видно приближение кривой, характерной для пепловых туфов «Молодежного», к кривым, построенным для основных типов эффузивных и пирокластических пород района. В то же время заметно большое различие в содержании малых элементов в кристаллотуфах и нормально-осадочных породах («средний» песчаник, по Rankama, Sakama — цит. по «Инструкции по геохимическим методам поисков рудных месторождений», 1965).

Значительные накопления кристаллокластических туфов, согласно представлениям ряда исследователей, формируются в районах активной вулканической деятельности как фации промежуточной зоны, охватывающей склоны вулкана и прилегающие к нему площади (Малеев, 1963). Наиболее характерны они для извержений типа направленных взрывов. В рассматриваемом нами случае извержения, вероятно, частично происходили в субаэральной обстановке, но основное накопление пеплов происходило в водной среде. Об этом свидетельствует существенная отсортированность обломочного материала, отсутствие явлений спекания обломков и легко всплывающих пемз, наличие иногда в основании толщ маломощных карбонатных отложений. Среди продуктов современного наземного вулканизма подобные отложения не известны, но как подводные образования они описаны, например, по Кавказу. М. Г. Ломизе (1966) дал характеристику значительных по мощности (до 200 м) накоплений кристаллотуфов, аналогичных только что рассмотренным.

В районе «Молодежного» пепловые отложения с прослоями кристаллотуфов сменяются к северу и на западном фланге — более грубообломочными кристаллолитокластическими туфами, имеющими в основании кварцево-порфиритовую толщу, как и в рассмотренном выше случае. Скважинами и по редким обнажениям туфовые накопления установлены на обширной площади к северу от озера, расположенного вблизи месторождения.

Как показало изучение соотношения этих обломочных толщ с другими фациями вулканитов, широкое развитие туфов в этом районе связано с существенными изменениями в ходе вулканизма, предшествую-

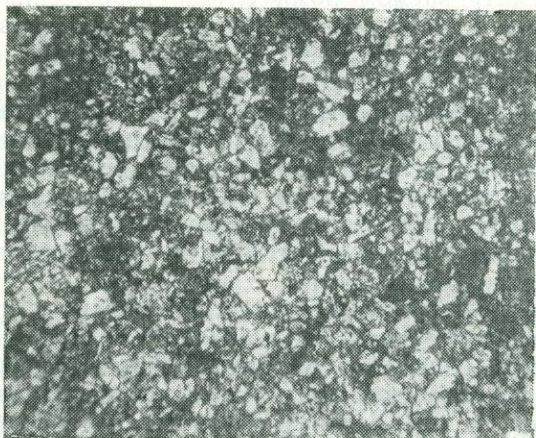
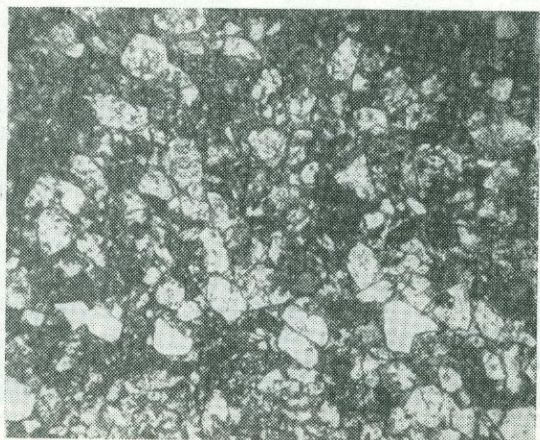


Рис. 2 а, б, в. Туфовые структуры в кристалло-
кlastических отложениях «Молодежного».

Белые обломки — кварц, замутненные — плагиоклаз.

Между обломками — хлорит, эпидот, скв. 517.

×100; 43; 30, без анализатора.

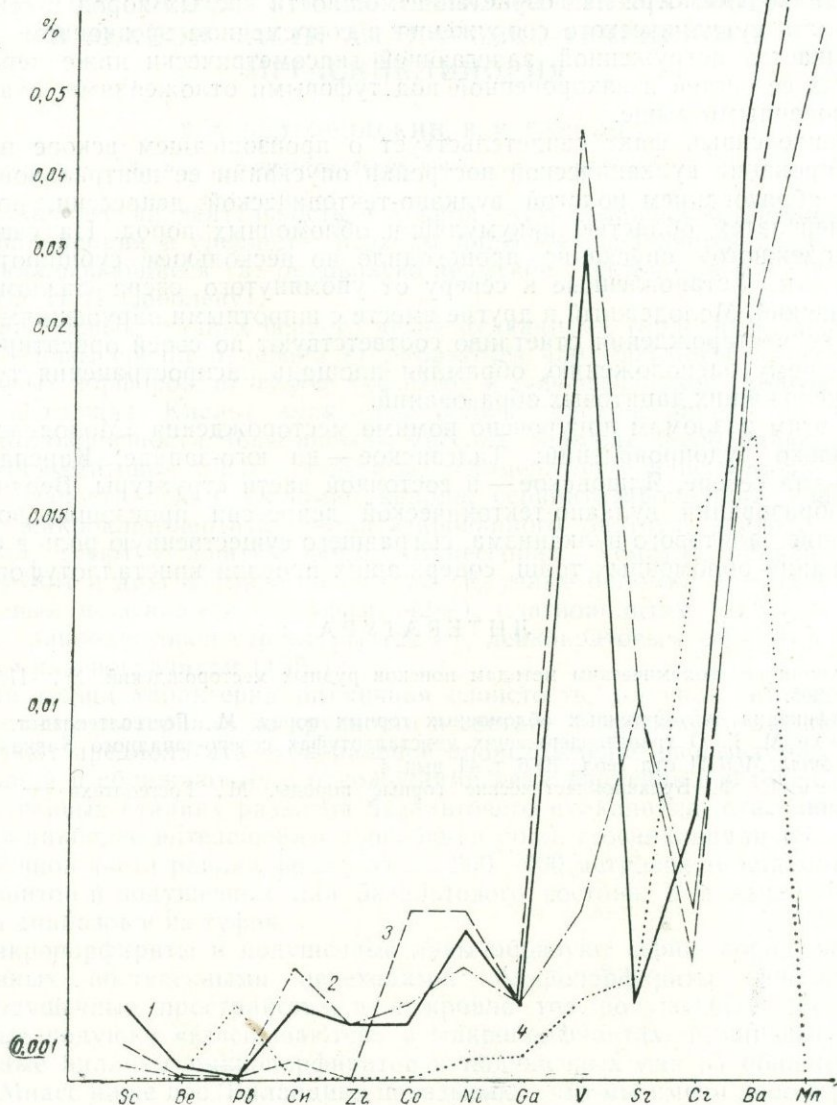


Рис. 3. Содержание элементов-примесей в вулканогенных породах м-ния «Молодежного».

1 — кристаллотуфы; 2 — кварцевые порфириты; 3 — миндалекаменные базальтовые порфириты и их туфы; 4 — нормально-осадочные породы — песчаники.

щими образованию туфов. Суть этих изменений сводится к следующему.

Из данных бурения следует, что с удалением от рудной залежи «Молодежного» в северном направлении мощность кварцевых порфиритов и ассоциирующих с ними туфов, залегающих под рассматриваемыми обломочными отложениями, возрастает. Это позволяет говорить о расположении центра извержения к северу от участка «Молодежного». Непосредственно на участке месторождения различные по составу вулканогенные образования залегают согласно.

Однако, несмотря на возрастание мощности кислых пород к северу, эта часть вулканического сооружения в современном эрозионном срезе оказывается погруженной, залегающей гипсометрически ниже периферийных ее частей и захороненной под туфовыми отложениями, охарактеризованными выше.

Приведенный факт свидетельствует о произошедшем вскоре после формирования вулканической постройки опускании ее центральной части с образованием пологой вулкано-тектонической депрессии, послужившей затем областью аккумуляции обломочных пород. На участке «Молодежного» опускание происходило по нескольким субширотным разломам. Установленные к северу от упомянутого озера разломы — Ялшанский, Молодежный и другие вместе с широтными нарушениями на участке месторождения отчетливо соответствуют по своей ориентировке кольцевому расположению, обрамляя площадь распространения туфов и нижележащих дацитовых образований.

К этим разломам приурочено помимо месторождения «Молодежное» несколько рудопроявлений: Талганское — на юго-западе, Карепановское — на севере, Ялшанское — в восточной части структуры. Вероятно, при образовании вулкано-тектонической депрессии произошло возобновление дацитового вулканизма, сыгравшего существенную роль в формировании обломочных толщ, содержащих прослой кристаллотуфов.

ЛИТЕРАТУРА

- Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М., «Недра», 1965.
- Классификация вулканогенных обломочных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Ломизе М. Г. О гранатосодержащих кристаллотуфах северо-западного Кавказа. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1966, т. 41, вып. 4.
- Малеев Е. Ф. Вулканокластические горные породы. М., Госгеолтехиздат, 1963.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ АЛАПАЕВСКО-ТЕЧЕНСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ

Е. А. БЕЛГОРОДСКИЙ, В. В. БАБКИН

Уральское территориальное геологическое управление

Вулканическая деятельность в южной части Алапаевско-Теченского мегасинклинория в среднем — верхнем палеозое разделяется на 4 этапа, укладываемые в ордовикско-пермский тектоно-магматический цикл (по И. Д. Соболеву).

В начальных стадиях первого этапа вулканизма (ордовик — нижний девон — низы среднего девона ?) образуется 450—500-метровая толща кварцевых порфиров, их туфов, туффитов и туфопесчаников (долгодеревенская толща). Кислые вулканы широко распространены по всей северной оконечности Челябинского массива. В толще преобладают гравийно-псаммитовые туфы и туффиты, агломератовые и псаммо-алевритовые разности редки. Обломки кварца, серицитизированного плагиоклаза, микроклин-пертита, опацицитизированного биотита, эпидота, как правило, имеют угловатую форму. Аксессуары — гематит, циркон, рутил, брукит и другие также неокатаны. Крупные обломки принадлежат кварцевым порфирам и их туфам (42%), плагиоаптам (21%), кварцита гранобластовой структуры (22%), лейкократовым серицитизированным плагиогранитам (15%).

Для толщи характерна ритмичная слоистость, хорошая сортировка обломочного материала по крупности и составу. Особенности наслоения позволяют предполагать субаэральное происхождение описываемых образований и сближают их с отложениями типа временных потоков.

На первых стадиях развития базальтового вулканизма, отвечающим началу наиболее интенсивного прогибания ложа геосинклинали (S, In?) в восточной части района формируется 800—900-метровая толща микропорфиров и подушечных лав базальтового состава, а в западной — толща диабазов и их туфов.

Микропорфириты и подушечные лавы образуют серию пород, часто связанных постепенными переходами. Микропорфириты заполняют межподушечные пространства, а в кровле тел подушечных лав отдельные подушки «взвешиваются» в микропорфиритах. Единичные силикатные анализы микропорфиритов и подушечных лав из обнажений по р. Миасс ниже пос. Баландино показывают, что мы имеем дело с различными по составу образованиями: микропорфириты обнаруживают несколько более кислый состав, чем подушечные лавы (SiO₂, соответственно, 63,46 и 51,5%), они также беднее титаном, магнием, железом и кальцием.

Диабазы западной части описываемого района — породы мелко- и тонкозернистой структуры, ассоциирующие с афанитовыми вариолитами, псаммитовыми туфами и туффитами.

Наиболее значительную роль в разрезе диабазовой толщи играют вулканогенно-осадочные и осадочные породы в полосе дер. Долгой — оз. Урефты — до 25—30% мощности. В западной зоне (пос. Метелево) диабазы перемежаются преимущественно с грубозернистыми псаммитовыми туфами и туффитами, которые составляют не более 5—10% всей мощности толщи. Можно полагать, что в эпоху образования толщи в полосе пос. Долгодеревенское — оз. Урефты развивался прогиб, в западном борту которого излияния диабазов происходили в мелководной или субаэральной обстановке.

С дальнейшим расширением и углублением прогиба связано возникновение кали-натриевой порфиритовой формации (венлок-лудлов). Эти пироксеновые, пироксен-плагноклазовые порфириты и их туфы, а также подчиненные им вулканогенно-осадочные и осадочные породы объединены в большебаландинскую (биктимировскую) толщу. На диабазы порфиритовая толща налегает с разрывом.

К югу от Челябинского гранитного массива, по данным Л. Н. Ромашовой, извержения происходят в относительно более мелководной обстановке, причем здесь отмечается постепенная смена пироксеновых и пироксен-плагноклазовых порфиритов плагноклазовыми, плагноклаз-роговообманковыми и кварцевыми порфиритами в до- и послелудловское время, вплоть до среднего девона. Эти последние принадлежат уже натровой формации. В северной части района, у дер. Биктимирова, вулканическая деятельность проявляется также в условиях морского режима и еще далее на север, в район дер. Колпаковой и Усмановой, пироксеновые порфириты также сменяются плагноклазовыми порфиритами среднего состава натриевой формации. Поскольку максимальные мощности вулканитов (до 1500 м) накапливаются на широте дер. Долгой — пос. Б. Баландино, можно полагать, что здесь находились вулканические аппараты, видимо, центрального типа.

Первый этап вулканической деятельности заканчивается формированием 800—1000 м толщи плагноклазовых и роговообманково-плагноклазовых порфиритов андезитового и андезито-базальтового состава (изредка кварцевых порфиритов), прослоенных известняками и сланцами (тугунякская толща $S_2—D_1$). Порфиритовая натриевая формация возникает одновременно и частью позднее порфириковой кали-натриевой формации $S_{1w}—S_{2ld}$, и развивается в условиях морского режима.

В конце этапа на большей части территории синхронно с извержениями лав формируется толща полевошпатовых песчаников и сланцев, на 80—90% состоящая из обломков плагноклазовых порфиритов. По Косаргинско-Муслюмовскому глубинному разлому внедряются интрузии ультрабазитов, габбро и гранитоидов, которые прорывают как порфириты натриевой формации, так и обломочную толщу. Вместе с тем обломки этих полнокристаллических пород повсеместно встречаются в толще полевошпатовых песчаников вблизи интрузий.

Формирование разлома и обломочной толщи, внедрение интрузий и влияния лав продолжаются и в начальные стадии среднедевонского этапа вулканизма: в нескольких точках в обломочной толще найдена среднедевонская фауна, а последние тела порфиритов перемежаются с осадочными породами, также содержащими среднедевонскую фауну (Султановское месторождение).

Среднедевонский подэтап второго ($D_2—C_{1t_1}$) этапа вулканизма характеризуется развитием в зоне Косаргинского разлома диабазовой, кварц-альбитофиро-диабазовой и порфиритовой (андезито-дацитовой) формаций натриевой серии, объединенных в султановскую толщу D_2 .

Геологическая и тектоническая обстановка становления диабазовой и кварц-альбитофиро-диабазовой формаций различна, что находит свое отражение в некоторых особенностях состава и структуры эффузивов.

Комплекс пород диабазовой формации (диабазы и диабазовые порфириты, спилиты, вариолиты, туфы основного состава, редко кислые вулканиты) протягиваются сплошной 90-километровой полосой вдоль зоны разлома, окаймляя интрузивные породы, внедрившиеся в зону. В немногочисленных обнажениях можно видеть, что диабазы и диабазовые порфириты пространственно и генетически тесно связаны с интрузивными габбро.

Диабазы и диабазовые порфириты — это большей частью полнокристаллические породы тонко- и мелкозернистые офитовой, пойкилоофитовой и диабазовой структур.

Диабазы и спилиты с подчиненным количеством диабазовых порфиритов и вариолитов, образующие вместе с кислыми вулканитами кварц-альбитофиро-диабазовую формацию, развиты в некотором удалении от зоны Косаргинского разлома. Для основных эффузивов здесь характерны гиалоофитовая и толеитовая структуры. По химическому составу основные эффузивы отличаются от базальтоидов диабазовой формации меньшей кислотностью (SiO_2 50,3 и 51,5% соответственно, Δ 51 и 60,4%), большей железистостью ($\text{FeO}'_{\text{ср}}$ 8,6 и 7,7%, соответственно), меньшей магнезиальностью ($\text{MgO}_{\text{ср}}$ — 6,3 и 7,6%). Мощность кварц-альбитофиро-диабазового комплекса от 430—500 до 1100—1300 м, из них на долю кислых вулканитов приходится от 80—180 до 600—700 м. Раздувы мощностей кислых вулканитов и гиалоофитовых диабазов (очаги вулканизма?), совпадающие с ними колчеданные рудопроявления располагаются в зоне влияния Косаргинского разлома в местах резкого изменения его простираения. В этих же перегибах всегда залегают тела плагиогранитов или гранодиоритов, контакты которых в большинстве случаев тектонические, изредка интрузивные, с нешироким контактовым ореолом. Крайние цифры колебаний мощностей, приведенные выше, и характеризуют величины раздувов мощностей вулканитов.

Вулканомиктовые породы среди и внутри альбитофиро-диабазового комплекса распространены мало. Они ранее описаны Т. В. Диановой и Л. Г. Сошиной, и здесь следует отметить их одну важную особенность: наличие многочисленных обломков диабазов из диабазовой и кварц-альбитофиро-диабазовой формаций. На Султановском месторождении обломочные и осадочные породы фациально замещают породы обеих формаций, что является важнейшим доказательством одновременности их образования.

На последних стадиях среднедевонского подэтапа вулканизма формируется толща порфиритов преимущественно андезитового состава — плагиоклазовых и роговообманково-плагиоклазовых. Незначительную роль среди этих пород играют кварцевые порфириты, псаммитовые туфы порфиритов и туффиты. Эти породы, так же как альбитофиро-диабазовый комплекс, обнаруживают тесную пространственную связь с зоной Косаргинского глубинного разлома. Первые излияния лав среднего состава начинаются еще в период образования диабазов и альбитофиров верхних горизонтов альбитофиро-диабазового комплекса, о чем свидетельствует их переслаивание (район оз. Тептярги). Но основная часть их образуется после завершения формирования кварц-альбитофиро-диабазового комплекса. Центры извержений этой стадии вулканизма могут быть условно намечены к западу и юго-западу от Султановского месторождения в непосредственной близости от Косаргинского разлома. Здесь многочисленными скважинами вскрываются довольно крупные тела дио-

ритовых и кварцевых диоритовых порфиритов. На рудном поле месторождения среди диабазов и кварцевых альбитофиров, по данным В. С. Сивова, также встречаются многочисленные дайки и силлы этих порфиритов. По данным того же автора, диоритовые порфириты и редкие дайки лампрофиров и порфириты среднего состава характеризуются общими химическими особенностями. Они, по сравнению со средними мировыми типами, обогащены магнием, обеднены железом и кальцием.

В верхнедевонско-нижнетурнейский подэтап отмечается новая мощная вспышка базальтового вулканизма. В период образования этих вулканитов, объединенных нами в асановскую толщу, видимо, сохраняет свое значение зона Косаргинского разлома, восточнее которого они не распространяются. Отчетливо выделяются две стадии в развитии вулканической деятельности: первая характеризуется образованием 500—800-метровой толщи агломератовых туфов и лав основного состава, вторая — образованием пепловых туфов смешанного и среднего состава, мощность которых 360—450 м.

Агломератовые туфы плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых порфиритов распространены в южной части описываемого района, но уже на широте оз. Калды среди них появляются довольно многочисленные прослои пироксеновых, пироксен-плагиоклазовых и плагиоклазовых порфиритов основного состава. Эти порфириты идентичны обломкам в туфах. Часть туфов, очевидно, представляет собою водные образования типа суспензионных потоков, но встречаются и явно субаэральные образования. Порфириты асановской толщи принадлежат к калиево-натриевой формации. Толща пепловых туфов среднего и смешанного состава распространена только в южной части исследованной территории. Среди них преобладают алевритовые, псаммитовые и алевро-псаммитовые разности, несущие следы субаэрального и мелководного отложения. Интересно присутствие в туфах обломков интрузивных пород — апопироксенитовых серпентинитов, биотитовых плагиогранитов и уралитизированного габбро.

Вулканизм следующего — верхнетурнейско-намюрского — этапа проявляется, главным образом, в западной части района. О самостоятельности вулканической деятельности этого нового и также базальтового магматизма свидетельствует ряд фактов, из которых важнейшие следующие:

1. Остатки (жерловины) вулканических аппаратов и дайки, выполненные красноцветным туфовым материалом, приурочены к зонам расланцевания субмеридионального простираения, пересекающим как пепловые, так и агломератовые туфы $D_3 - C_{1t} (?)$ (левобережье р. Теча).

2. Агломератовые туфы $C_{1t_2} - v_1 (?)$ налегают с угловым и азимутальным несогласием на пепловые туфы $D_3 - C_1$, причем при картировании обнаруживается несовпадение структурных планов этих толщ (район дер. Дербишево).

Описываемый вулканизм характеризуется образованием грубой пирокластики — агломератовых туфов основного и смешанного состава. Подчиненное развитие имеют гравийно-псаммитовые туфы того же состава, единичные тела бордовых и вишнево-бурых спилитов, липаритов, зеленых порфиритов — пироксен-плагиоклазовых и плагиоклазовых базальтового и андезито-базальтового состава. Мощность толщи 1100—1400 м.

По окраске прежде всего выделяется две разновидности туфов, бордовые, вишневые и бурые разности — это преимущественно туфы спилитов с угловатыми обломками. Туфы, окрашенные в зеленые цвета, — преимущественно туфы порфиритов. Обломки порфиритов имеют округлую форму, сильно пузыристые в краях и напоминают бомбы. Между

зелеными и красноцветными туфами существуют все переходные разновидности. Наличие этих последних обусловлено, с одной стороны, перемешиванием разнородного пирокластического материала, а с другой — исчезновением красноцветной окраски туфов при развитии хлорита, пренита, землистого соссюрита, лейкоксена, отсутствующих в красноцветных пирокластах.

Пирокласты зеленого цвета резко преобладают в составе толщи, а красноцветные породы развиты среди них небольшими разбросанными участками, размер каждого из них не превышает 0,3—0,5 км². Такие взаимоотношения разнородных туфов свидетельствуют о многовыходности вулканизма. С угловым и азимутальным несогласием на толщу мелкообломочных агломератовых туфов налегают песчаники, сланцы и известняки с фауной C_{1v_2} —п. В нижних, терригенных горизонтах толщи изредка встречаются маломощные (до первых десятков метров) тела красноцветных липаритов, спилиты и туфы этих пород. Видимо, они характеризуют угасающий вулканизм предыдущего подэтапа.

Четвертый этап вулканизма — верхнепалеозойский — отличается от всех предыдущих этапов полным отсутствием явно эффузивных пород и недифференцированными кислыми образованиями. Среди них, в районе пос. Урукуль, Н. Ф. Мамаевым отмечались небольшие выходы кристаллокластических туфов. Тела кварцевых и плагиоклазовых порфиров откартированы от оз. Карагайкуль на юге до пос. Бурино на северо-востоке описываемого района, в виде полосы северо-восточного простирания длиной до 13—14 и шириной от 2 до 3 км. Здесь выделены кварцевые, кварцевые биотитовые порфиры и плагиоклазовые порфиры липаритового состава. Они образуют 100—200-метровые силловые залежи, почти параллельные слоистости пород (C_{1v_2} —п), дайкоподобные тела в контактах и ослабленных зонах. В районе дер. Сарыкаево среди порфиров выявлено изометричное в плане тело гранит-порфиров размером около 0,3 км². Вокруг тела гранит-порфиров в порфирах субвулканического облика наблюдается вполне определенная зональность, связанная с относительным количественным преобладанием фенокристаллов кварца и биотита над плагиоклазом, несколько далее от гранит-порфиров — преобладанием кварца над плагиоклазом при малом количестве биотита, а еще далее — преобладанием кристаллов плагиоклаза над кварцем и биотитом. Столь же широко представлены и типы структур основной массы — от микрогранитовой (кварц-биотитовые порфиры) до сферолитовой, микропойкилитовой и фельзитовой (кварцевые и плагиоклазовые порфиры). Видимо, порфиры следует считать субвулканическими аналогами гранитов верхнепалеозойской гранитной формации.

**ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ СИЛУРИЙСКИХ И ДЕВОНСКИХ
КОНГЛОМЕРАТОВ ЗАПАДНОГО КРЫЛА
МАГНИТОГОРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ
(На примере Бурибайского рудного района)**

А. А. ЗАХАРОВА

Горно-геологический институт Башкирского филиала АН СССР

Среди силуро-девонских образований западного крыла Магнитогорского мегасинклинория установлены два наиболее выдержанных горизонта грубообломочных терригенных отложений — силурийский и девонский.

Силурийский горизонт конгломератов распространен в Присакмарской структурно-фациальной зоне и залегает на ландоверин-венлокских вулканогенных образованиях сакмарской свиты. В гальках кремнисто-глинистых сланцев среди конгломератов Б. М. Садрисламовым у дер. Байгускарово и В. С. Шарфманом у дер. Ишкинино найдена фауна граптолитов верхнего венлока. В кровле конгломераты сменяются гравелитами, песчаниками, кремнистыми сланцами, на которых залегают спилиты с редкими линзами углисто-глинистых сланцев. В последних найдена фауна граптолитов, характерная для нижнего лудлоу. На основании вышеизложенного возраст горизонта конгломератов датируется как донижнелудловский. Общая мощность осадочной толщи достигает 500 м, конгломераты имеют мощность 5—10 м.

Конгломераты изучены в естественных обнажениях у дер. Байгускарово, Казанки, г. Турат, дер. Ишкинино и по керну скважин Ивановского месторождения. Они состоят, преимущественно, из хорошо окатанных галек величиной 3—5 см, реже 20—30 см. Единичные валуны достигают 60—80 см в поперечнике. Заполняющим веществом служит разнозернистый песчаник и гравелит. Цемент — глинисто-карбонатный, слабо хлоритизированный агрегат.

Гальки силурийского горизонта конгломератов представлены разнообразными по составу, характеру и степени метаморфизма эффузивными и интрузивными породами. Реже наблюдаются гальки кремнисто-глинистых сланцев, их брекчий, известняков.

Из кислых разновидностей эффузивных пород обнаружены гальки и валунчики кварцево-плаггиоклазовых дацитовых порфиритов и альбитофинов. Кроме кварца и плаггиоклаза, в них присутствуют хлорит, апатит, а также сфен. Порфириты интенсивно окварцованы, слабо серицитизированы и карбонатизированы. Изредка попадаются гальки миндалекаменных плаггиоклазовых андезитовых порфиритов, частично окварцованные, либо карбонатизированные.

Спилиты, диабазы, диабазовые порфириты в гальках метаморфизованы в условиях актинолитовой ступени зеленосланцевой фации. Плаггиоклаз основной массы альбитизирован, но во вкрапленниках наблюдаются наряду с альбитом и более основные плаггиоклазы вплоть до андезина.

Кроме плагиоклаза и актинолита, наблюдаются реликты моноклинного пироксена, пренит, эпидот, цоизит, клиноцоизит, соссюрит, хлорит, сфен, лейкоксен.

По петрографическому составу и характеру метаморфизма спилиты, диабазы и диабазовые порфиры из обломков силурийских конгломератов аналогичны спилитам и диабазам нижележащей сакмарской свиты. Сравнительное изучение химического состава этих пород показало, что те и другие обладают аналогичными петрохимическими особенностями.

На петрохимической диаграмме (рис. 1) они образуют единый сгущенный рой векторов вокруг кривой дифференциации пород ряда риолит—базальт (по Дэли). Обе группы пород характеризуются преобладанием натрия над калием в силикатной части (n изменяется от 60 до 95, отношение $\frac{K}{Na}$ равно 0,04—0,2) и одинаковой степенью известковистости, равной 30—40 (анортитовое число по Д. С. Штейнбергу, 1964). В химической части для обеих групп пород характерно примерно равное содержание железа и магния, либо преобладание последнего ($\frac{f'}{m'} = 0,5—0,9$; коэффициент железистости по Д. С. Штейнбергу $f = 0,3—0,6$).

Титанистость изменяется в пределах 0,06—0,14.

В рассматриваемых конгломератах довольно распространенными являются гальки кварц-актинолитовых и актинолитовых пород по диабазам и диабазовым порфиритам. Подобные породы встречаются в сакмарской свите в контакте с дайками пироксенитов, перидотитов и меланократовых габбро Байгускаровского ультраосновного массива.

В некоторых диабазах из галек наблюдаются частичные метасоматические изменения, характерные для околорудных изменений сульфидно-медно-кобальтовой и колчеданной рудных формаций. Наиболее распространены обломки окварцованных и хлоритизированных диабазов, иногда с избирательным псевдоморфным замещением плагиоклазов кварцем и хлоритом при полной свежести пироксенов и амфиболов. Реже встречаются гальки серицитизированных и окварцованных порфиритов. В единичных обломках встречаются вторичные метасоматиты: карбонатно-хлоритовые, кварцево-хлоритовые породы по диабазам, характерные для метасоматических зон Ивановского сульфидно-медно-кобальтового месторождения.

Другую значительную группу пород, встречаемую в обломках, составляют гальки и валуны серпентинитов и их тектонических брекчий. Серпентиниты относятся к хризотил-антигоритовым, хризотилловым разновидностям с баститом. В единичных обломках серпентинитов присутствуют реликты пироксена, оливина, амфибола.

Сравнительное изучение петрографического и химического состава серпентинитов из галек конгломератов и серпентинитов Байгускаровского, Ишкининского ультраосновных массивов показало их полную аналогию. Большой интерес представляет наличие в конгломератах галек и валунов метасоматически измененных серпентинитов и вторичных метасоматических пород. Первые представлены карбонатизированными, оталькованными и интенсивно окварцованными разновидностями. В Байгускаровском массиве оталькованные и карбонатизированные серпентиниты развиты в лежащем боку Ивановского и Дергамышского месторождений, а окварцованные серпентиниты встречаются в висячем боку рудной зоны.

Из вторичных пород по серпентинитам в гальках конгломератов и зернах песчаников встречены тальковые, карбонатные, кварц-карбонатные и хлорит-карбонатные породы, содержащие вкрапленность и про-

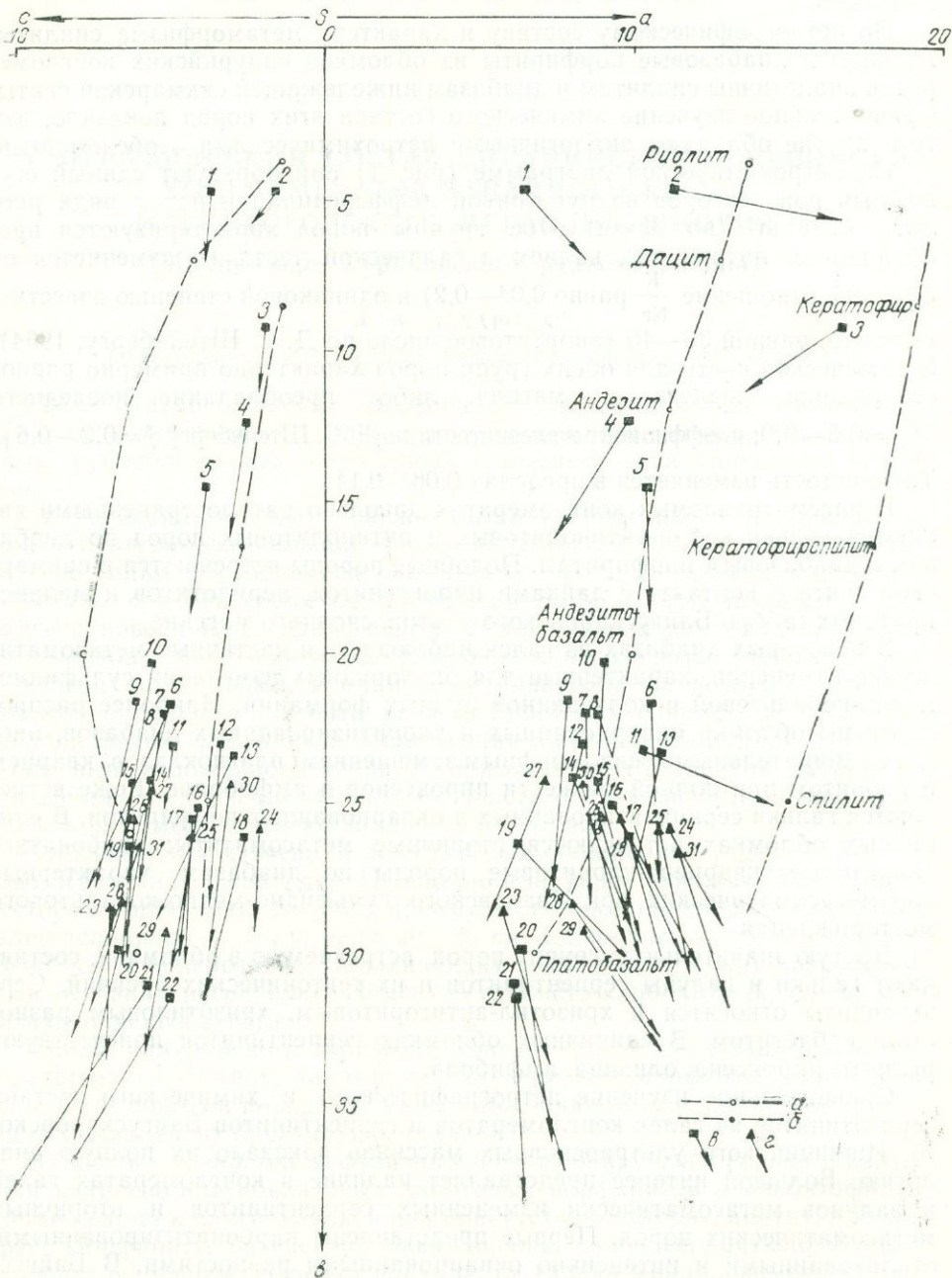


Рис. 1. Петрохимическая диаграмма по А. Н. Заварицкому (с исправленным коэффициентом b по Д. С. Штейнбергу) эффузивных пород из обломков силурийского горизонта конгломератов и основных пород сакмарской свиты.
 а — кривая дифференциации пород риолито-базальтового ряда по Р. Дэли; б — кривая дифференциации пород спилито-кератофирового ряда по Р. Дэли; в — породы из обломков конгломератов; г — диабазы; спилиты сакмарской свиты.

жилки сульфидов. В рудной зоне Ивановского и Дергамышского месторождений тальковые породы образуют маломощную оторочку вокруг рудных тел, а кварц-карбонатные и хлорит-карбонатные, карбонатные породы развиты в зонах дробления и рассланцевания в контакте рудовмещающих серпентинитов с диабазами.

Из интрузивных пород в гальках конгломератов встречены лейкократовые и меланократовые габбро, габбро-диабазы, габбро-нориты, габбро-порфириды, габбро-пегматиты, плагиоклазовые пироксениты и собственно пироксениты. Наиболее распространенными являются гальки габброидов. Для них характерны соскритизация, слабая серицитизация и преницитизация плагиоклаза, замещение пироксенов зеленой роговой обманкой, уралитом с последующим замещением их актинолитом и хлоритом. Степень метаморфизма интрузивных пород в различных гальках неодинакова — от слабо измененных с реликтами пироксена до вторичных кварц-преницит-амфиболовых, хлорит-преницит-амфиболовых, хлорит-амфиболовых образований.

Пироксениты и перидотиты в гальках базального горизонта амфиболитизированы с последующим наложением оталькования и хлоритизации. Изредка встречаются гальки амфиболовых, хлорит-тальк-амфиболовых пород по пироксенитам.

По петрографическому составу, характеру и степени метаморфизма вышеописанные породы аналогичны жильным образованиям Байгускаровского и Ишкинского ультраосновных массивов. По петрохимическим данным эти породы обнаруживают постепенные переходы от лейкократовых габбро к пироксенитам (рис. 2).

В калиевой части они характеризуются преобладанием натрия над калием (n изменяется от 75—98, $\frac{K}{Na} = 0,04—0,25$), коэффициентом известковистости, равным 30—70. В феррической части магний преобладает над железом ($\frac{f'}{m'} = 0,2—0,7$), коэффициент железистости равен 0,2—0,4. Отношение титана к железу изменяется в одинаковых пределах — от 0,02 до 0,09, редко до 0,12.

Особый интерес представляют единичные окатанные обломки хлоритовых пород, сложенных бесцветным или слабо зеленоватым железисто-магнезиальным хлоритом ряда прохлорит-афросидерит. Аналогичные породы получили широкое развитие в рудной зоне Ивановского и Дергамышского сульфидно-медно-кобальтовых месторождений за счет жильных пород Байгускаровского массива (рис. 3).

Из анализа приведенного фактического материала вытекает вывод о проявлении в западном крыле Магнитогорского мегасинклинория размыва на границе верхнего венлока и нижнего лудлоу. На исследованной территории размыву подвергались эффузивы ландовери-венлокского возраста сакмарской свиты и интрузивные и жильные образования Байгускаровского, Ишкининского ультраосновных массивов. До размыва, т. е. в долудловское время, нижнесилурийские эффузивы подвергались региональному метаморфизму в условиях зеленосланцевой фации, ее актинолит-хлоритовой ступени, а интрузивные и жильные породы — автометаморфизму. С сопровождающей их низкотемпературной гидротермальной деятельностью связано образование в этот период Ивановского и Дергамышского сульфидно-медно-кобальтовых месторождений. Накоплением мощной толщи терригенно-осадочных отложений завершилось геологическое развитие нижнесилурийского тектоно-магматического этапа, характеризующегося рядом особенностей вулканизма, интрузивной деятельности, метаморфизма и эндогенной минерализации.

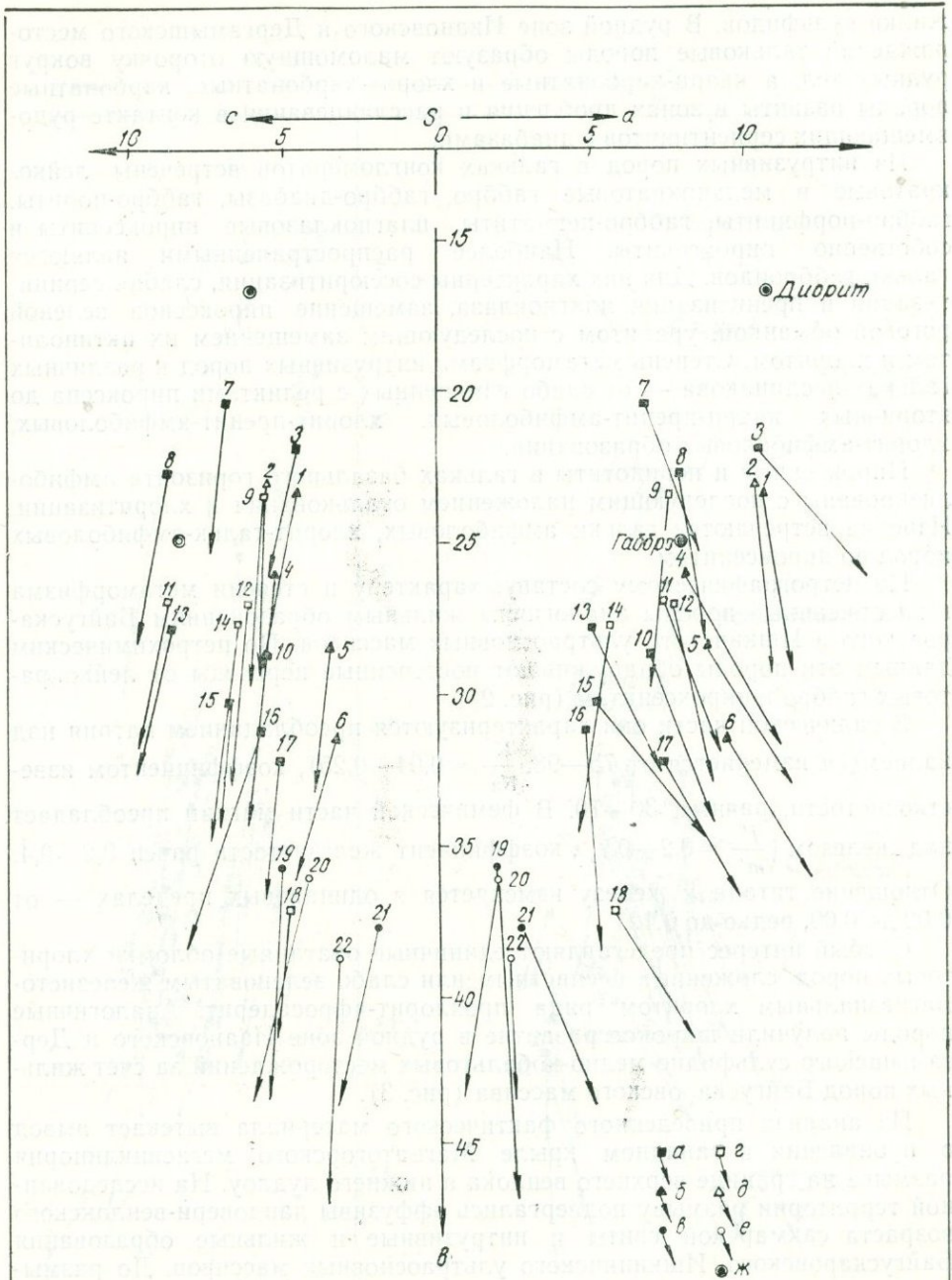


Рис. 2. Петрохимическая диаграмма по А. Н. Заварицкому (с исправленным коэффициентом b по Д. С. Штейнбергу) для интрузивных пород из обломков силурийского горизонта конгломератов и жильных пород Байгускаровского ультраосновного массива.

Породы из обломков конгломератов: a — габбро, габбро-порфиры, меланократовые габбро; b — габбро-диабазы; g — пироксениты, плагноклазовые пироксениты.
 Жильные породы массива: g — габбро, меланократовые габбро, d — габбро-диабазы; e — пироксениты, плагноклазовые пироксениты; $ж$ — средний состав по Р. Дэли.

Девонский горизонт конгломератов залегает на фаунистически охарактеризованных живецких вулканогенно-осадочных образованиях улутауской свиты, непосредственно под мукасовским горизонтом. Возраст последнего определяется как франкий по наличию фауны в известняках вышележащей колтубанской свиты. В Бурибайском рудном районе девонские конгломераты изучены в обнажениях вблизи дер. Юмагузино и Малятино. Мощность горизонта 10—70 м. Заполняющим веществом конгломератов является мелкозернистый песчаник. Цемент — глинистый, карбонатно-глинистый, почти не метаморфизованный агрегат.

Сравнительное изучение петрографического состава, петрохимических особенностей и характера метаморфизма пород в гальках девонского горизонта показало, что материнскими породами обломочного материала явились эффузивные и субвулканические образования нижележащих свит — улутауской, карамалыташской, ирендыкской и баймак-бурибайской.

Из представителей пород улутауской свиты наиболее распространены гальки дацитовых порфиритов, андезито-базальтовых порфиритов и

их туфов. Во всех обломках эти породы интенсивно пумпеллитизированы, хлоритизированы с образованием псевдоморфоз пумпеллита по плагиоклазу.

Гальки пород карамалыташской свиты сложены, в основном, диабазами и порфиритами андезито-базальтового состава. Из ирендыкских пород встречаются обломки пироксен-плагиоклазовых, плагиоклазовых андезитовых порфиритов.

Порфириты значительно метаморфизованы — эпидотизированы, хлоритизированы, местами в них встречаются гнезда пренита. В единичных случаях встречены обломки пумпеллит-кварц-хлоритовых пород по туфам андезитового

порфирита и его тектонической брекчии.

Гальки пород баймак-бурибайской свиты наиболее распространены в верхних частях горизонта. Среди них наблюдаются: кварцевые альбитофиры, туфы риолито-дацитового состава, роговообманково-плагиокла-

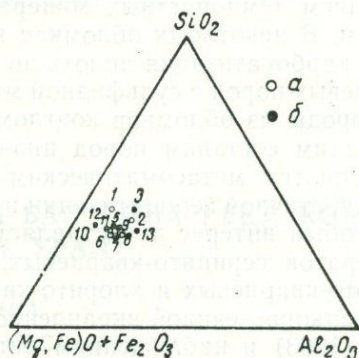


Рис. 3. Диаграмма состав—парагенезис системы $(Mg, Fe)O + Fe_2O_3 - SiO_2 - Al_2O_3$ метасоматических хлоритовых пород сульфидно-медно-кобальтовой рудной формации. а — хлоритовые породы из обломков силурийского горизонта конгломератов; б — хлоритовые породы из рудной зоны Ивановского и Дергамышского месторождений.

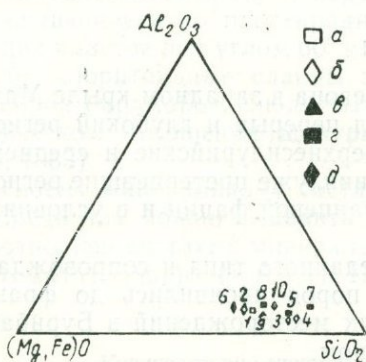


Рис. 4. Диаграмма состав — парагенезис системы $(Mg, Fe)O - Al_2O_3 - SiO_2$ метасоматических пород колчеданной рудной формации.

Из обломков девонских конгломератов породы: а — хлорито-серцитово-кварцевые; б — хлорито-кварцевые. Из рудных зон Маканского, Бурибайского, Сибайского месторождений породы: в — серцитово-кварцевые; г — серцитово-хлорито-кварцевые; д — хлорито-кварцевые.

зовые дацитовые порфириды, андезитовые порфириды и их туфы, субвулканические породы риолито-дацитового ряда. Эти породы характеризуются полной альбитизацией (деанортитизацией) плагиоклазов, замещением темноцветных минералов хлоритом, эпидотом или пумпеллитом. В некоторых обломках наблюдается серицитизация, окварцевание и карбонатизация вплоть до состояния вторичных серицито-хлорито-кварцевых пород с сульфидной минерализацией.

Породы из обломков конгломератов по химическому составу близки к средним составам пород нижележащих свит. Некоторые отклонения объясняются метасоматическим выщелачиванием плагиоклазов вследствие частичной серицитизации и окварцевания.

Особый интерес представляет присутствие в гальках девонских конгломератов серицито-кварцевых, серицито-хлорито-кварцевых, хлорито-эпидото-кварцевых и хлорито-кварцевых метасоматических пород, иногда с тонкорассеянной вкрапленностью сульфидов. По данным В. А. Проккина (1963) и наблюдениям автора, подобные метасоматиты являются околорудными образованиями колчеданных месторождений Южного Урала (рис. 4).

Спектральный анализ метасоматитов и частично измененных пород показал наличие в них следующих акцессорных примесей: марганца, титана, ванадия, никеля, кобальта, хрома, галлия, германия, молибдена, циркония, индия, скандия, бария, серебра, меди, цинка, свинца, олова, стронция.

При интерпретации данных анализов за основу для сравнения были приняты параметры, вычисленные И. В. Швецовым (неопубликованные данные) для вулканогенных пород Баймакского и Бурибайского районов. При этом обнаружилось, что в метасоматических породах содержатся в аномальных концентрациях элементы типоморфного комплекса, характерного для колчеданных месторождений Южного Урала (Засухин, Логинова, 1963).

Выводы

1. На границе среднего и верхнего девона в западном крыле Магнитогорского мегасинклинория существовал перерыв и глубокий региональный размыв. Размыву подвергались верхнесилурийские и среднедевонские осадочно-вулканогенные образования, уже претерпевшие региональный метаморфизм в условиях зеленосланцевой фации и в условиях пренит-пумпеллитовой фации.

2. Эндогенная минерализация колчеданного типа и сопровождающие ее метасоматические преобразования пород проявились до франского времени, и верхний предел колчеданных месторождений в Бурибайском рудном районе ограничен средним девоном.

ЛИТЕРАТУРА

- Засухин Г. Н., Логинова Л. А. Опыт применения геохимических поисков колчеданных месторождений на Южном Урале. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Проккин В. А. Условия образования первичной зональности Сибайского колчеданного месторождения (Южный Урал). — Труды конференции «Проблемы постмагматического рудообразования», т. 1. Прага, 1963.
- Штейнберг Д. С. О химической классификации эффузивных горных пород. Труды Ин-та геологии УФАН СССР, 1964, вып. 72.

ДИСТЕН-ХЛОРИТОИДНЫЕ ПОРОДЫ БАСЕЙНА РЕКИ КОЖИМ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Р. Г. ТИМОНИНА

Коми филиал АН СССР

Ассоциация дистена с хлоритоидом в метаморфических сланцах весьма необычна. Породы, в которых одновременно присутствуют оба эти минерала, описаны в ряде работ (Read, 1934; Chapman, 1939; Naha, 1956), но генезис их до сих пор остается неясным. О развитии этих пород в районе упоминается в монографии М. В. Фишмана и Б. А. Голдина (1963). Геологами ВКГРЭ, проводившими в районе съемку, эти породы закартированы и описаны как хлоритовые сланцы. Детальное петрографическое изучение дистен-хлоритоидных пород в бассейне р. Кожим ранее не проводилось, и в данной статье автор излагает материалы только личных наблюдений.

Обнажения дистен-хлоритоидных сланцев встречены по руч. Безымянному, впадающему в р. Кожим слева в 2 км ниже устья р. Б. Хаталамба-Ю. Здесь они образуют коренные выходы по левому берегу ручья, прослеживающиеся по простиранию более чем на 400 м в виде круто падающих пластов под углом 60° на ЮЮВ.

Дистен-хлоритоидные сланцы залегают среди осадочно-метаморфических пород (мраморов, слюдистых кварцитов), соответствующих в стратиграфическом отношении шокурьинской свите (R — Cm?) (Фишман, Голдин, 1963).

По своему минеральному составу описываемые сланцы очень изменчивы. Среди них можно выделить разности, отличающиеся количественным соотношением таких минералов, как дистен, хлоритоид, кварц, мусковит, гематит, хлорит (табл. 1). Первый коренной выход сланцев с хло-

Таблица 1

Количественно-минеральный состав сланцев, об. %

№ пробы	Кварц	Хлоритоид	Серицит, тонкозернистый гематит и рутил	Дистен	Гематит	Мусковит	Эпидот	Хлорит	Рутил	Сумма
4259 _б	64,40	5,90	26,00	—	1,80	2,60	0,30	—	—	101,10
4259 _д	52,50	30,90	1,60	—	3,20	11,50	—	0,30	—	100
4259 _з	22,30	8,70	0,20	31,70	37,10	—	—	—	—	100
4260—1	51,60	22,80	4,90	—	—	4,90	—	15,30	5,40	104,90
4277	12,80	37,80	—	8,06	12,10	29,90	—	—	—	100,66

ритоидом встречен в 1 км выше устья руч. Безымянного (бассейн р. Хаталамба-Ю), где он присутствует в виде порфиробласт (размером до 2×3 мм) темно-зеленого цвета, равномерно распределенных в мелкозер-

Химический анализ дистена, хлоритоида и гематит-дистен-хлоритоидного сланца пробы № 4259ж (анализ произвел Л. П. Павлов)

Окислы	Дистен			Хлоритоид			Сланец гематит-дистен-хлоритоидный		
	Вес. %	Мол. колич.	Мол. %	Вес. %	Мол. колич.	Мол. %	Вес. %	Мол. колич.	Мол. %
SiO ₂ . . .	40,44	673	50,39	25,20	418	24,93	50,56	842	60,22
TiO ₂ . . .	0,06	001	0,07	0,12	001	0,06	2,25	028	2,00
Al ₂ O ₃ . . .	56,70	556	41,62	37,50	466	27,78	23,23	278	19,82
Fe ₂ O ₃ . . .	0,51	003	0,22	2,86	0,17	1,01	17,96	112	8,11
FeO . . .	0,12	001	0,07	24,49	341	20,33	3,06	042	3,00
MnO . . .	—	—	—	0,27	004	0,24	0,06	001	0,07
MgO . . .	—	—	—	1,41	035	2,09	0,08	002	0,14
CaO . . .	—	—	—	0,19	004	0,24	0,25	036	2,57
Na ₂ O . . .	0,12	002	0,15	0,27	005	0,30	0,11	002	0,14
K ₂ O . . .	0,05	—	—	0,27	003	0,18	0,12	002	0,14
H ₂ O ⁻ . . .	0,12	—	—	0,28	—	—	0,04	—	—
H ₂ O ⁺ . . .	0,97	100	7,48	6,90	383	22,84	0,96	0,53	3,79
Сумма . .	99,09	1336	100	99,76	1677	100	98,65	1398	100,0

нистой массе. Структура этой породы порфиروبластовая с лепидогранобластовой структурой основной массы, которая обусловлена наличием изометричных зерен кварца и подчиненного количества чешуек мусковита и хлорита. Количество хлорита по простиранию уменьшается, а хлоритоида — увеличивается. Вместе с тем размер зерен хлоритоида уменьшается до $0,5 \times 0,2$ мм. Структура становится лепидогранобластовой. В 800 м выше первого появления хлоритоида встречены выходы хлоритоид-дистеновых сланцев с кварцевыми и кварц-хлоритоидными прожилками. Макроскопически — это мелкозернистая порода темно-серого цвета, рассланцованная. Темный цвет породы обусловлен большим количеством тонкораспыленного гематита, который иногда образует мономинеральные прослои, придавая породе полосчатый облик. Кристаллы дистена ориентированы длинной осью по направлению сланцеватости породы. Структура хлоритоид-дистеновых сланцев гранонематобластовая, так как порода состоит из призматических индивидов дистена и незначительного количества зерен кварца, гематита, хлоритоида. Протяженность выхода дистеновых сланцев 140 м, далее по простиранию они постепенно переходят в серицит-хлоритоидные породы, которые затем сменяются хлоритовыми сланцами.

Вкрест простирания пород дистен интенсивно замещается серицитом вплоть до образования кварц-серицитовых пород с незначительным количеством хлоритоида. Обычный минеральный состав описываемых пород: кварц-хлорит-мусковит-биотит-гематит, хлоритоид-кальцит-хлорит-кварц-рутил (\pm эпидот), хлоритоид-серицит-мусковит-кварц-плагноклаз, кварц-дистен-хлоритоид-гематит (\pm серицит), кварц-серицит-хлоритоид-хлорит.

Дистен в сланцах образует призматические кристаллы голубоватого цвета, размер которых не более 1 см по длинной оси. Показатели преломления: $Ng' = 1,724$, $Nm' = 1,718$, $Np' = 1,712$. Удельный вес 3,65, химический состав дистена приведен в табл. 2. Ориентировка призм дистена совпадает с направлением сланцеватости породы. Зерна дистена деформированы, изогнуты, часто разорваны. В результате деформации они дробятся на ряд мелких осколков, несколько смещенных относительно друг

друга. Свободное пространство трещин заполняется мелкозернистым кварцем и серицитом (рис. 1).

Рентгенометрические исследования дистена из описываемых сланцев говорят о сходстве межплоскостных расстояний и одинаковой интенсивности большинства линий исследуемого образца и эталона (Михеев, 1957).

Спектральным анализом обнаружено в дистене присутствие сотых долей процента Mn, V, Y, тысячных долей Li, Sc, Pb, Zr, Cr, Sn.

Хлоритоид (рис. 2) образует беспорядочно ориентированные к плоскости сланцеватости кристаллы изометричного или короткостолбчатого габитуса и, как правило, двойникового строения. Размер зерен колеблется от $0,15 \times 0,10$ мм до 2×3 мм. Хлоритоид плеохроирует от бесцветного (по Ng) до светло-серовато-зеленого (по Np) и серовато-синего (по Nm); $Ng' = 1,725$, $Nm' = 1,719$, $Np' = 1,716$. В порфиробластах наблюдаются многочисленные включения зерен кварца, рудного минерала, иголки рutila. Интересно S-образное расположение включений в хлоритоиде, свидетельствующее об одновременности роста хлоритоида и деформаций. Наряду с этим, есть зерна со следами более поздней деформации. Детальное изучение шлифов показало, что некоторое количество хлоритоида развивается за счет дистена. Иногда наблюдается постепенное «облачное» замещение дистена хлоритоидом, реже наблюдаются призмочки хлоритоида в дистене. Химический состав минерала приведен в табл. 2. Спектральным анализом в хлоритоиде обнаружены тысячные доли процента Ga, V, Co, Ni, Zr.

Хлорит является наиболее поздним минералом, замещающая хлоритоид (рис. 3) и мусковит. Плеохроирует от зеленого до бесцветного. Показатель преломления $Np' = 1,603 - 1,607$.

Гематит образует неправильные выделения и пылевидные массы. В сланцах встречается в виде самостоятельных прослоев мощностью до 2 мм и в виде многочисленных включений в зернах дистена и хлоритоида (рис. 4). Определен рентгенометрически.

Мусковит встречается двух типов: первый — в виде агрегатов чешуек (до $0,001$ мм) в основной ткани породы, вместе с такими же мельчайшими иголочками рutila и тонкозернистого кварца, а также в трещинках в дистене и вокруг зерен хлоритоида; второй тип — редко рассеянные в породе чешуйки размера $0,016 \times 0,010$ мм.

Закономерности в пространственном развитии мусковитизации не улавливается.

Кварц всегда присутствует в породе, но количество его очень непостоянно (см. табл. 1). Зерна соприкасаются между собой по извилистым границам; несколько вытянуты в направлении общей сланцеватости породы. Как уже отмечалось выше, породы вверх по разрезу подвергаются более интенсивному окварцеванию.

Мы уже отмечали, что ассоциация хлоритоида с дистеном весьма редка и условия равновесия ее не всегда ясны. Если предположить, что эта ассоциация равновесна, то отсюда логически вытекает, что или дистен должен быть минералом низкой ступени метаморфизма, или хлоритоид устойчив на высокой ступени. За последнее время рядом работ (как экспериментальных, так и теоретических) доказано, что для образования дистена требуется температура порядка $600 - 800^\circ \text{C}$ и давление от 12—13 до 15—17 тыс. атм. На условия же образования хлоритоида существуют самые различные точки зрения.

Аткинсон (Atkinson, 1956) считает, например, что хлоритоид развит в метаморфических породах, располагающихся в непосредственной близости к зонам интенсивных тектонических движений. А. Хиетанен



Рис. 1. Замещение дистена серицитом.
 Без анализатора. *dist* — дистен, *cd* — хлоритоид, *qu* — кварц, *ser* — серицит.



Рис. 2. Зерна хлоритоида, пересекающие трещинку, выполненную кварцем и хлоритом.
 Без анализатора. *cd* — хлоритоид.



Рис. 3. Замещение хлоритоида хлоритом.
Без анализатора. *chl* — хлорит, *cd* — хлоритоид.



Рис. 4. Гематит-дистеновый сланец.
Без анализатора. *dist* — дистен, *g* — гематит.

(Cloos, Nietanen, 1941) считает, что хлоритоид образуется в породах, богатых глиноземом и окисным железом и бедных кальцием, магнием и щелочами, причем росту его способствуют тектонические движения. К. Наха (Naha, 1956), изучавший дистен-хлоритоидные сланцы Северо-Восточной Индии, полагает, что низкотемпературная ступень метаморфизма, отвечающая таким минералам, как хлорит, хлоритоид, мусковит и биотит, проявилась в результате смятия в период затухания регионального метаморфизма вслед за ступенью высокотемпературного динамотермального метаморфизма. Рид (Read, 1934) образование хлоритоида приписывает влиянию специального стрессового давления.

Наши исследования позволяют сделать следующие выводы:

1. Основная роль в образовании дистеновых сланцев принадлежит метасоматическим постмагматическим процессам, очевидно, связанным с гранитным массивом Кузь-Пуа-Ю.

2. Для образования хлоритоида совершенно не обязательно наличие стресса. Его образование, начавшись до интенсивных тектонических подвижек, продолжалось и во время деформации пород и после деформации, о чем свидетельствует присутствие зерен хлоритоида, разбитых трещинами, которые обычно заполнены кварцем и хлоритом, а также наличие зерен хлоритоида второй генерации, пересекающих эти трещины (рис. 4). Об этом же говорит и развитие почти недеформированных кварцево-хлоритоидных жил в дистеновых сланцах.

3. Развитие хлоритоида по дистену, так же как и замещение дистена серицитом и хлоритоида хлоритом, свидетельствует о наличии диафтореза в рассматриваемых породах. Позднее в деформированные породы проникали растворы, по-видимому, щелочного характера, о чем свидетельствует наличие серицита, интенсивно выполняющего трещинки в сланцах.

ЛИТЕРАТУРА

- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов, т. 4. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Фишман М. В., Голдин Б. А. Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963, стр. 107.
- Atkinson D. The Occurrence of Chloritoid in the Hecla Hoek Formation of Prince Charles Foreland, Spitsbergen.—*Geol. Mag.*, 1956, vol. 93.
- Chapman C. A. Geology of the Mascoma Quadrangle.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1939, vol. 50.
- Cloos E., Nietanen A. Geology of the "Martic overthrust" and Glenarm Series in Pennsylvanian and Maryland.—*Geol. Soc. Amer. Special Paper*, 1941, № 35.
- Naha K. (1956) Kyanite—chloritoid—Schists from South Dhulbhum and Northeastern Mayurbhanj.—*The quarterly journal of the Geological, mining and metallurgical Soc. of India*, 1956, vol. 28, № 4.
- Read H. H. The Metamorphic Geology of Unst in The Shetland Islands.—*Q. J. G. S.*, 1934, vol. 90 (London).

РОГОВЫЕ ОБМАНКИ ИЗ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ УФАЛЕЙСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

А. И. БЕЛКОВСКИЙ, И. Н. ЛОКТИНА

Уральское территориальное геологическое управление

Уфалейский метаморфический комплекс, слагающий ядро Уфалейского антиклинория, расположен в осевой части Среднего Урала. С запада на восток в нем выделены два структурных этажа: нижний — сложен амфиболитами, гранито-гнейсами и сланцами уфалейской свиты (Pt_2) и верхний — представлен продуктами регионального метаморфизма пород габбро-диабазового состава, слюдяно-кварцевыми сланцами и кварцитами куртинской свиты ($O_1 - O_2$) (Кейльман, 1963). Кварцевые жилы встречаются, в основном, в пределах верхнего структурного этажа. По структурно-текстурным особенностям жильного кварца среди них выделены два типа (Белковский, 1964; 1966): I — жилы, сложенные прозрачным гигантозернистым кварцем друзовой текстуры и II — жилы, сложенные прозрачным мелко- и среднезернистым кварцем гетерогранобластовой структуры массивной и сланцевой структуры. В обоих типах жил кварц составляет 95—99% объема, остальные 1—5% приходится на сульфиды, окислы, карбонаты, фосфаты и силикаты. На долю последних приходится 0—3%. Роговая обманка встречена в обоих типах жил в виде:

- 1) мономинеральных шпировидных обособлений в ассоциации с пирротитом, халькопиритом, пиритом и фторапатитом (жилы II);
- 2) радиально-лучистых агрегатов в ассоциации с фторапатитом и прохлоритом (жилы II);
- 3) длинно-призматических кристаллов в ассоциации с прохлоритом, фторапатитом и рутилом (жилы I).

Роговая обманка 1. Наблюдается в кварцевых жилах II, залегающих в трещинах разрыва в гранатовых и гранатсодержащих амфиболитах куртинской свиты. Размер шпировидных обособлений колеблется от нескольких сантиметров до 0,3—0,4 м. Размер кристаллов в шпирях по оси c достигает 3—4 см, по оси b — до 0,5—0,6 см. Цвет темно-зеленый. Оптические свойства следующие: плеохроирует в сине-зеленых тонах (Ng — сине-зеленый; Nm — желто-зеленый; Np — светло-желтый), $c Ng = 23^\circ$. Показатели преломления, определенные в иммерсионных жидкостях при $\lambda = 589$ мкм, равны: $Ng = 1,657 \pm 0,002$; $Nm = 1,647 \pm 0,002$; $Np = 1,639 \pm 0,002$. $Ng - Np = 0,018$. $Ng - Nm = 0,008$ (измерено в шлифе компенсатором Никитина — Берега). $2V = 84^\circ$. Дисперсии оптических осей не наблюдается. Химический анализ тщательно отобранного материала приведен в табл. 1 (анализ 3). По оптическим свойствам и химическому составу изученный амфибол приближается к чермакиту, обогащенному актинолитовой молекулой (Дир, Хауи, Зусман, 1965). Образование шпировидного чермакита в кварцевых жилах II связано с гидротермальной переработкой ксенолитов вмещающих амфиболитов. Минералогический состав вмещающих амфиболитов колеблется: роговая обман-

ка 70—80%, гранат (альмандин) 0—15%, плагиоклаз 0—20%. Размер зерен породообразующей роговой обманки по оси *c* колеблется от 0,5 до 2 см, по оси *b* — от 0,1 до 0,4 см. В результате кварцевого метасоматоза, которому подверглись ксенолиты амфиболитов, гранат и плагиоклаз замещаются кварцем, роговая обманка подвергается перекристаллизации. Процессы метасоматоза и перекристаллизации приводят к образованию мономинеральных шпиро-видных агрегатов чермакита, химический состав которого не отличается от состава породообразующей роговой обманки (табл. 1, анализы 1—2). Крупнокристаллические агрегаты чермакитовой роговой обманки характерны для кварцевых жил, в которых отсутствует поздняя сульфидная минерализация. С отложением сульфидов в жилах химический состав шпиров изменяется следующим образом: происходит вынос алюминия, частично двух- и трехвалентного железа и щелочей (натрия), привнос кремнезема, магния, т. е. происходит обогащение чермакита актинолитовой молекулой (табл. 1, анализ 3).

Таблица 1

Химический состав роговых обманок из кварцевых жил и амфиболитов куртинской свиты

Компоненты, вес. %	1	2	3	4
SiO ₂	43,24	42,66	47,28	42,94
TiO ₂	0,50	0,78	0,48	0,44
Al ₂ O ₃	15,86	15,29	12,92	13,83
Fe ₂ O ₃	3,44	3,78	2,26	6,69
Cr ₂ O ₃	0,02	0,02	0,02	0,01
FeO	11,06	11,49	10,52	12,04
MnO	0,19	0,15	0,05	0,04
MgO	10,44	10,41	11,96	9,49
CaO	10,52	10,66	10,71	10,01
BaO	—	0,005	0,01	0,02
SrO	—	—	—	—
K ₂ O	0,21	0,40	0,42	0,34
Na ₂ O	1,96	1,98	1,57	1,94
Li ₂ O	0,004	0,001	0,004	0,001
Pb ₂ O	He опр.	—	0,01	0,001
Cs ₂ O	»	—	—	—
V ₂ O ₅	0,06	0,04	0,06	0,03
H ₂ O ⁺	1,70	1,76	2,00	2,00
H ₂ O ⁻	0,20	0,30	0,36	He опр.
Сумма	99,404	99,726	100,634	100,022

Примечание. Анализы: 1 — роговая обманка из вмещающих амфиболитов; 2 — крупнокристаллическая роговая обманка из ксенолитов вмещающих амфиболитов; 3 — крупнокристаллическая роговая обманка, ассоциирующая с сульфидами; 4 — радиальнолучистая роговая обманка из кварцевых жил II, залегающих среди продуктов регрессивного метаморфизма гранатовых амфиболитов.

Химические анализы минералов, а также количественные спектральные анализы определения бария и стронция выполнены в Центральной комплексной лаборатории Уральского территориального геологического управления. Литий, рубидий и цезий определены в Полевской химической лаборатории.

Роговая обманка 2. Встречена в кварцевых жилах II, залегающих среди гранат-амфибол-мусковит-кварцевых и амфибол-мусковит-кварцевых сланцев в виде радиально-лучистых агрегатов, выполняющих сколовые трещины в жильном кварце. Ассоциирует с фторапатитом. Размер кристаллов по удлинению достигает 10—15 см, по оси *b* 1—4 мм. Кристаллы образованы гранями {110} и {010}. Грани {110} покрыты грубой комбинационной штрихов-

кой. Головки кристаллов обычно расщеплены. Цвет роговой обманки изменяется от черного до темно-зеленого. Роговая обманка 2 плеохроитует в синезеленых тонах (Ng синезеленый; Nm желто-зеленый; Np светло-желтый); $c Ng = 23 - 24^\circ$. Показатели преломления, определенные в иммерсионных жидкостях при $\lambda = 589$ мкм, равны: $Ng = 1,671 \pm 0,002$; $Nm = 1,664 \pm 0,002$; $Np = 1,654 \pm 0,002$; $Ng - Np = 0,017$; $Ng - Nm = 0,008$ (измерено в шлифе компенсатором Никитина-Берека). $-2V = 79^\circ$. По оптическим свойствам и химическому составу (табл. 1, анализ 4) изученный амфибол приближается к феррочермакиту (Дир, Хауи, Зуссман, 1965).

Содержание окисного железа в изученном образце значительно выше, чем в роговых обманках вмещающих пород — амфиболитах и амфиболсодержащих сланцах:

Краткая характеристика образцов	Вес. %
Роговая обманка из гранатовых амфиболитов	3,44
То же	3,33
Роговая обманка из парагонитсодержащих амфиболитов (Яшкин, 1963)	3,79
Роговая обманка из гранат-амфибол-мусковит-кварцевых сланцев (диафториты по гранатовым амфиболитам)	4,43
Феррочермакит из кварцевых жил	6,89

Таблица 2

Дебаграммы роговых обманок из кварцевых жил Уфалейского метаморфического комплекса

Обр. 3		Обр. 4		Обр. 3		Обр. 4	
<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$
—	—	10 ш	8,35	—	—	2	1,453
6	5,15	5	5,00	9	1,435	8	1,432
6	4,57	5	4,55	—	—	1	1,409
2	4,33	2	4,25	—	—	1	1,392
2	3,96	2	3,94	6	1,362	6	1,365
2	(3,73)	2	(3,73)	7	1,339	6	1,339
8	3,46	7	3,48	2	1,313	3	1,315
8	3,16	8	3,13	3	1,293	5	1,293
7	2,95	6	2,97	2	1,274	3	1,273
10	2,72	10	2,72	3	1,227	2	1,230
9	2,58	9	2,59	2	1,213	2	1,213
8 ш	2,34	7	2,34	5	1,196	5	1,196
2—3	2,24	—	—	3	1,182	2	1,182
8	2,15	7	2,18	3	(1,167)	4	(1,167)
—	—	2	2,08	3	(1,151)	3	(1,147)
7	2,01	7	2,01	3	(1,132)	3	(1,131)
—	—	7	1,945	2	1,113	4	1,117
6	1,880	5	1,880	—	—	3	1,097
6	1,806	5	1,809	5 ш	1,078	4 ш	1,076
3	(1,749)	6	(1,749)	2	1,062	3	1,057
6	1,696	6	1,693	5	1,048	5	1,048
7	1,652	6	1,652	8	1,042	8	1,041
3	1,616	2	1,616	8	1,026	8	1,026
8	1,580	6	1,587	1	1,017	3	1,017
5	1,526	6	1,528	3	1,008	4	1,008
5	1,495	5	1,497	2	1,001	—	—
—	—	3	1,476	—	—	—	—

Примечание. Съемка велась на нефилтрованном железном излучении (30 кв, 7 ма, 7 ч, $d = 57,3$ м.м, диаметр обр. 0,35 м.м; исправление произведено по снимку с NaCl). Анализ произвела А. Н. Айзикович в рентгеновской лаборатории Уральского территориального геологического управления. Сравнение дебаграмм исследованных амфиболов с опубликованными дебаграммами роговых обманок не проводилось ввиду отсутствия эталонных дебаграмм чермакита и феррочермакита.

Феррочермакит в кварцевых жилах II генетически связан с процессами регрессивного метаморфизма, в результате которого вмещающие амфиболиты были превращены в сланцы полиминерального состава: гранат-амфибол-мусковит-кварцевые, гранат-мусковит-хлорит-кварцевые и т. д. При замещении роговой обманки амфиболитов мусковитом и кварцем, граната и плагиоклаза — кварцем образующийся излишек железа, алюминия, кальция и магния переносился растворами и отлагался в сколовых трещинах кварцевых жил II в виде феррочермакита. Процесс проходил в окислительной обстановке, растворы также были обогащены летучими компонентами, на что указывает постоянная связь феррочермакита с фторапатитом. Феррочермакит интенсивно замещается плохлоритом, в результате чего в сколовых трещинах можно наблюдать агрегаты крупнолистоватого прохлорита.

Для роговых обманок из кварцевых жил (обр. 3—4) были получены дебаграммы (табл. 2).

Роговая обманка 3. Встречена в зальбандах кварцевых жил, сложенных прозрачным гигантозернистым кварцем в виде длиннопризматических кристаллов, образованных гранями {110} и {010}. Грани {110} покрыты тонкой комбинационной штриховкой. Головки кристаллов всегда расщеплены. Размер кристаллов по оси *c* 2—4 см, по оси *b* 0,1—0,3 см. Цвет минерала темно-зеленый. Оптические свойства следующие: плеохроирует в сине-зеленых тонах (Ng сине-зеленый; Nm желто-зеленый; Np светло-желтый). Ng — Np = 0,018; *c* Ng = 20 — 21°; $-2V = 78^\circ$. Выделить материал для производства химического анализа не представилось возможным из-за большой редкости минерала. В кварцевых жилах I роговая обманка является протогенетическим (докварцевым) минералом и почти повсеместно замещена тонкочешуйчатым прохлоритом.

ЛИТЕРАТУРА

- Белковский А. И. Прецизионные определения параметров элементарной ячейки и температуры $\alpha \rightleftharpoons \beta$ превращения кварцев из некоторых месторождений Среднего и Южного Урала. — Докл. АН СССР, 1964, т. 154, № 1.
- Белковский А. И. Парагонит из кварцевых жил восточного склона Среднего Урала. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1966, ч. 95, вып. 6.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зуссман Д. Породообразующие минералы, т. 2. М., «Мир», 1965.
- Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы Среднего Урала. — Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Первого Урал. петрогр. совещ., т. 3. Свердловск, 1963.
- Якшин В. И. Парагонитсодержащие амфиболиты из окрестностей пос. Северной Кузнечихи на Среднем Урале. — Там же.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГРАНАТОВ ИЗ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ УФАЛЕЙСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Е. П. МЕЛЬНИКОВ

Юго-восточная часть Уфалейского антиклинория, сложенная вулканогенно-осадочными образованиями уфалейской свиты верхнепротерозойского возраста и терригенными отложениями куртинской свиты ордовика, представляет собой область полиметаморфизма (Кейльман, 1963; Е. П. Мельников и Н. И. Мельникова, 1966). Среди пород, претерпевших метаморфизм от эпидот-альбит-амфиболитовой до субгранулитовой фации и интенсивные процессы ультраметаморфизма, широко распространены гранатсодержащие породы. Особенно богаты гранатом слюдянокварцевые сланцы и ортоамфиболиты куртинской свиты, в которых он порой играет роль породообразующего минерала и содержание его достигает 20%. В значительных количествах гранат содержится в амфиболитах, гранито-гнейсах и мигматитах уфалейской свиты. Обычное содержание граната в породе колеблется от 1 до 5%.

Учитывая важное петрологическое значение гранатов, вытекающее из особенностей их состава, чутко реагирующего на изменения физико-химических условий метаморфизма, нами были изучены гранаты из различных парагенезисов метаморфических пород уфалейской и куртинской свит юго-восточной части Уфалейского антиклинория.

Химические анализы изученных гранатов приведены в табл. 1. В этой же таблице представлены данные по определению удельного веса и параметра элементарной ячейки гранатов. Рентгеноструктурный анализ проводился в физико-химической лаборатории Уральского геологического управления на железном нефилтрованном излучении в камере ВРС-3 ($d=143,3$ мм) с асимметричной закладкой пленки. В качестве внутреннего стандарта применялся NaCl. Эталонной дебаеграммой являлся алмадин (Михеев, 1957). Параметр вычисляли по отражениям с индексами: 864, 10.4.0, 10.4.2, 880. Межплоскостные расстояния для названных отражений определяли с точностью до четвертого знака. Ошибка в определении параметра не превышает 0,002. Для части образцов М. А. Светлаковой в лаборатории Карабашской геологоразведочной партии треста «Челябгеологоразведка» определялся удельный вес гранатов пикнометрическим способом.

Пересчет химических анализов гранатов на их кристаллохимическую формулу (табл. 2) производился по методике, описанной Н. В. Соболевым (1964). Во всех проанализированных гранатах оказалось — группа двухвалентных окислов гораздо меньше теоретической, а группа трехвалентных — больше, что, как известно, связано с ошибкой химического анализа (Fleisher, 1937; Лебедев, 1959). Высказано также пред-

Примечание. 62—Э — гранатовый ортоамфиболит, юго-восточные отроги г. Беркут; куртинская свита; 65—Э — гранатовый ортоамфиболит, юго-восточные отроги г. Беркут, куртинская свита; 92—Э — биотитовый гранито-гнейс с гранатом, южный склон г. Беркут, уфалейская свита; 303 — гранато-слюдяно-кварцевый сланец, юго-восточные отроги г. Беркут, куртинская свита; 340 — гранато-слюдяно-кварцевый сланец, северо-восточные отроги г. Беркут, куртинская свита; 738 — гранато-биотито-мусковитовый гнейс, северо-восточные отроги г. Беркут, уфалейская свита; 776 — биотито-мусковитовый гнейс с гранатом, северный склон г. Беркут, уфалейская свита; 27—Э — гранато-биотитовая порода хлоритизированная, верховья руч. Безымянного, впадающего в оз. Лебяжье, уфалейская свита; 1—Э — гранатовый амфиболит, южные отроги г. Беркут, уфалейская свита; 7—Э — гранато-амфибол-плагноклазовая порода, южные отроги г. Беркут, уфалейская свита; 31—Э — гранато-слюдяно-кварцевый сланец гранитизированный, южные отроги г. Беркут, уфалейская свита; 3—Э — гранатовый амфиболит, южные отроги г. Беркут, уфалейская свита; 498 — биотитовый гранито-гнейс с гранатом, южный берег болота Долгого, уфалейская свита; 275/1 — кальцито-биотито-гранатовая порода, левый берег р. Б. Кыштым в 3 км от истока, уфалейская свита; 4126 — гранато-кварц-амфибол-плагноклазовая порода, юго-восточный склон г. Беркут, уфалейская свита; 4028 — гранато-кварц-плагноклазовая порода, юго-восточный склон г. Беркут, уфалейская свита; 25 — гранато-слюдяно-кварцевый сланец, г. Теплая, куртинская свита; 26 — гранатовый амфиболит гранитизированный, г. Осиновая, уфалейская свита; 27 — гранато-слюдяно-кварцевый сланец хлоритизированный, правый берег р. Муллинка в 1,5 км от истока, куртинская свита; 28 — цоизито-гранатовый ортоамфиболит, г. Слюдяная, куртинская свита; 108 — гранато-слюдяно-кварцевый сланец, восточные отроги г. Теплой, куртинская свита; 103 — гранато-слюдяно-кварцевый сланец, юго-восточный склон г. Острой, куртинская свита; 104 — биотито-мусковитовый метасоматический кварцит с гранатом, юго-восточный склон г. Острой, куртинская свита; 105 — гранато-слюдяно-кварцевый сланец, левый берег р. Муллинка, в 2,5 км от истока, куртинская свита; 106, 117 — метасоматическая гранат-плагноклаз-кварцевая порода с графитом, восточные отроги г. Теплой в 1,5 км от вершины, куртинская свита; 107, 109 — гранато-слюдяно-кварцевый сланец, восточные отроги г. Теплой в 1,8 км от вершины, куртинская свита; 111, 114 — гранато-слюдяно-кварцевый сланец, юго-восточный склон г. Слюдяной, куртинская свита; 110 — кварц-биотитовый сланец с гранатом и роговой обманкой мигматизированный, карбонатизированный, восточные отроги г. Теплой в 1,7 км от вершины, куртинская свита; 113 — гранато-биотит-мусковит-кварцевый сланец мигматизированный карбонатизированный, восточные отроги г. Теплой в 1,8 км от вершины, куртинская свита; 116 — гранато-слюдяно-кварцевый сланец с турмалином мигматизированный, правый берег р. Муллинка в 1,2 км от истока, куртинская свита.

Гранаты из обр. 2—Э, 1—Э, 7—Э, 31—Э, 3—Э, 4126, 4028 проанализированы в химической лаборатории Свердловского горного института, остальные — в центральной комплексной лаборатории Уральского территориального геологического управления.
а — параметр элементарной ячейки.

положение (Лутц, 1964) о частичном изоморфизме трехвалентного железа с двухвалентным, а не с алюминием. В связи с этим весь избыток трехвалентного железа свыше коэффициента 2,00 переносился в группу двухвалентных элементов и принимался за алмандиновый компонент. Во всех исследованных гранатах обнаруживается избыток кремнезема, что связано со случайным попаданием кварца при подготовке материала к анализу. Исходя из кристаллохимических формул делали расчет гранатов на нормативные компоненты. Результаты расчета компонентного состава исследованных гранатов и их железистость приведены в табл. 3.

Проведенное изучение химического состава и физических свойств гранатов позволяет определить их разновидности и фаціальную принадлежность, что представляет интерес для выяснения условий кристаллизации гранатов. В свою очередь это даст возможность установить точные пространственные границы метаморфических фаций, а следовательно, условия образования и локализации различных полезных ископаемых, связанных с метаморфическими породами района.

По наиболее полной классификации гранатов, предложенной Н. В. Соболевым (1964), все изученные гранаты, за исключением двух (обр. 106 и 117), относятся к пироп-альмандиновому типу с железистостью 85—

Кристаллохимические формулы гранатов

- 62 — Э: $(\text{Fe}_{1,49}^{2+}\text{Fe}_{0,13}^{3+}\text{Mg}_{0,08}\text{Ca}_{0,77}\text{Mn}_{0,02})_{2,49}\text{Al}_{2,04}(\text{Si}_{2,97}\text{Ti}_{0,03})_{3,00}\text{O}_{12} + \text{Si}_{0,21}$
- 65 — Э: $(\text{Fe}_{1,62}^{2+}\text{Fe}_{0,06}^{3+}\text{Mg}_{0,34}\text{Ca}_{0,71}\text{Mn}_{0,03})_{2,76}(\text{Al}_{1,95}\text{Fe}_{0,05}^{3+})_{2,00}(\text{Si}_{2,98}\text{Ti}_{0,02})_{3,00}\text{O}_{12} + \text{Si}_{0,11}$
- 92 — Э: $(\text{Fe}_{1,83}^{2+}\text{Fe}_{0,13}^{3+}\text{Mg}_{0,62}\text{Ca}_{0,15}\text{Mn}_{0,02})_{2,75}(\text{Al}_{1,96}\text{Fe}_{0,04}^{3+})_{2,00}(\text{Si}_{2,99}\text{Ti}_{0,01})_{3,00}\text{O}_{12} + \text{Si}_{0,12}$
- 303: $(\text{Fe}_{1,70}^{2+}\text{Fe}_{0,06}^{3+}\text{Mg}_{0,41}\text{Ca}_{0,41}\text{Mn}_{0,09})_{3,03}(\text{Al}_{1,95}\text{Fe}_{0,05}^{3+})_{2,00}(\text{Si}_{2,97}\text{Ti}_{0,03})_{3,00}\text{O}_{12} + \text{Si}_{0,17}$
- 340: $(\text{Fe}_{1,66}^{2+}\text{Mg}_{0,32}\text{Ca}_{0,34}\text{Mn}_{0,09})_{2,41}(\text{Al}_{1,78}\text{Fe}_{0,15}^{3+})_{1,93}(\text{Si}_{2,96}\text{Ti}_{0,04})_{3,00}\text{O}_{12} + \text{Si}_{0,25}$
- 738: $(\text{Fe}_{1,88}^{2+}\text{Mg}_{0,20}\text{Ca}_{0,52}\text{Mn}_{0,02})_{2,62}(\text{Al}_{1,87}\text{Fe}_{0,10}^{3+})_{1,97}(\text{Si}_{2,97}\text{Ti}_{0,03})_{3,00}\text{O}_{12} + \text{Si}_{0,17}$
- 776: $(\text{Fe}_{1,71}^{2+}\text{Mg}_{0,49}\text{Ca}_{0,29}\text{Mn}_{0,02})_{2,51}(\text{Al}_{1,91}\text{Fe}_{0,06}^{3+})_{1,97}(\text{Si}_{2,98}\text{Ti}_{0,02})_{3,00}\text{O}_{12} + \text{Si}_{0,24}$
- 27 — Э: $(\text{Fe}_{1,09}^{2+}\text{Fe}_{0,57}^{3+}\text{Mg}_{0,60}\text{Ca}_{0,24}\text{Mn}_{0,08})_{2,58}\text{Al}_{2,14}(\text{Si}_{2,82}\text{Ti}_{0,18})_{3,00}\text{O}_{12} + \text{Si}_{0,27}$
- 1 — Э: $(\text{Fe}_{1,07}^{2+}\text{Fe}_{0,65}^{3+}\text{Mg}_{0,60}\text{Ca}_{0,24}\text{Mn}_{0,10})_{2,66}\text{Al}_{2,06}(\text{Si}_{2,92}\text{Ti}_{0,08})_{3,00}\text{O}_{12} + \text{Si}_{0,13}$
- 7 — Э: $(\text{Fe}_{1,35}^{2+}\text{Fe}_{0,12}^{3+}\text{Mg}_{0,22}\text{Ca}_{0,64}\text{Mn}_{0,08})_{2,41}(\text{Al}_{1,96}\text{Fe}_{0,04}^{3+})_{2,00}(\text{Si}_{2,98}\text{Ti}_{0,02})_{3,00}\text{O}_{12} + \text{Si}_{0,19}$
- 31 — Э: $(\text{Fe}_{1,17}^{2+}\text{Fe}_{0,72}^{3+}\text{Mg}_{0,54}\text{Ca}_{0,14}\text{Mn}_{0,02})_{2,59}(\text{Al}_{1,98}\text{Fe}_{0,02}^{3+})_{2,00}\text{Si}_{3,00}\text{O}_{12} + \text{Si}_{0,22}$
- 3 — Э: $(\text{Fe}_{1,07}^{2+}\text{Fe}_{0,72}^{3+}\text{Mg}_{0,61}\text{Ca}_{0,26}\text{Mn}_{0,06})_{2,72}\text{Al}_{2,06}(\text{Si}_{2,97}\text{Ti}_{0,03})_{3,00}\text{O}_{12} + \text{Si}_{0,08}$
- 498: $(\text{Fe}_{1,49}^{2+}\text{Fe}_{0,16}^{3+}\text{Ca}_{1,25}\text{Mn}_{0,18})_{3,08}\text{Al}_{2,10}\text{Si}_{3,00}\text{O}_{12} + \text{Si}_{0,14}$
- 275/1: $(\text{Fe}_{1,43}^{2+}\text{Fe}_{0,03}^{3+}\text{Mg}_{0,24}\text{Ca}_{1,18}\text{Mn}_{0,06})_{2,9}(\text{Al}_{1,92}\text{Fe}_{0,08}^{3+})_{2,00}\text{Si}_{2,99}\text{O}_{12}$
- 4126: $(\text{Fe}_{1,41}\text{Fe}_{0,42}^{3+}\text{Mg}_{0,21}\text{Ca}_{0,47}\text{Mn}_{0,05})_{2,56}\text{Al}_{2,02}(\text{Si}_{2,96}\text{Ti}_{0,04})_{3,00}\text{O}_{12} + \text{Si}_{0,17}$

- 4028: $(\text{Fe}_{1,48}^{2+}\text{Fe}_{0,48}^{3+}\text{Ca}_{0,45}\text{Mg}_{0,14}\text{Mn}_{0,04})_{2,59}(\text{Al}_{1,96}\text{Fe}_{0,04}^{3+})_{2,00}(\text{Si}_{2,99}\text{Ti}_{0,01})_{3,00}\text{O}_{12} + \text{Si}_{0,21}$
- 25: $(\text{Fe}_{1,60}^{2+}\text{Fe}_{0,18}^{3+}\text{Mg}_{0,30}\text{Ca}_{0,20}\text{Mn}_{0,26})_{2,54}(\text{Al}_{1,94}\text{Fe}_{0,06}^{3+})_{2,00}(\text{Si}_{2,98}\text{Ti}_{0,02})_{3,00}\text{O}_{12} + \text{Si}_{0,27}$
- 26: $(\text{Fe}_{1,70}^{2+}\text{Mg}_{0,22}\text{Ca}_{0,80}\text{Mn}_{0,02})_{2,74}(\text{Al}_{1,86}\text{Fe}_{0,13}^{3+})_{1,99}(\text{Si}_{2,95}\text{Ti}_{0,05})_{3,00}\text{O}_{12} + \text{Si}_{0,12}$
- 27: $(\text{Fe}_{1,57}^{2+}\text{Fe}_{0,48}^{3+}\text{Mg}_{0,26}\text{Ca}_{0,33}\text{Mn}_{0,10})_{2,65}(\text{Al}_{1,87}\text{Fe}_{0,13}^{3+})_{2,00}(\text{Si}_{2,98}\text{Ti}_{0,02})_{3,00}\text{O}_{12} + \text{Si}_{0,13}$
- 28: $(\text{Fe}_{1,64}^{2+}\text{Mg}_{0,33}\text{Ca}_{0,72}\text{Mn}_{0,03})_{2,72}(\text{Al}_{1,17}\text{Fe}_{0,21}^{3+})_{1,92}(\text{Si}_{2,93}\text{Ti}_{0,07})_{3,00}\text{O}_{12} + \text{Si}_{0,20}$
- 103: $(\text{Fe}_{1,98}^{2+}\text{Mg}_{0,46}\text{Ca}_{0,43}\text{Mn}_{0,07})_{2,94}\text{Al}_{1,90}(\text{Si}_{2,96}\text{Ti}_{0,04})_{3,00}\text{O}_{12} + \text{Si}_{0,14}$
- 104: $(\text{Fe}_{2,14}^{2+}\text{Mg}_{0,31}\text{Ca}_{0,31}\text{Mn}_{0,07})_{2,83}(\text{Al}_{1,81}\text{Fe}_{0,08}^{3+})_{1,89}(\text{Si}_{2,94}\text{Ti}_{0,06})_{3,00}\text{O}_{12} + \text{Si}_{0,15}$
- 105: $(\text{Fe}_{1,94}^{2+}\text{Mg}_{0,40}\text{Ca}_{0,43}\text{Mn}_{0,10})_{2,87}\text{Al}_{1,88}(\text{Si}_{2,96}\text{Ti}_{0,04})_{3,00}\text{O}_{12} + \text{Si}_{0,08}$
- 106: $(\text{Fe}_{0,84}^{2+}\text{Mg}_{1,36}\text{Ca}_{0,19}\text{Mn}_{0,74})_{3,13}(\text{Al}_{1,85}\text{Fe}_{0,15}^{3+})_{2,00}(\text{Si}_{2,97}\text{Ti}_{0,03})_{3,00}\text{O}_{12} + \text{Si}_{0,01}$
- 107: $(\text{Fe}_{2,02}^{2+}\text{Mg}_{0,34}\text{Ca}_{0,54}\text{Mn}_{0,09})_{2,99}(\text{Al}_{1,85}\text{Fe}_{0,07}^{3+})_{1,92}(\text{Si}_{2,95}\text{Ti}_{0,05})_{3,00}\text{O}_{12} + \text{Si}_{0,16}$
- 108: $(\text{Fe}_{1,72}^{2+}\text{Mg}_{0,36}\text{Ca}_{0,55}\text{Mn}_{0,10})_{2,73}(\text{Al}_{1,89}\text{Fe}_{0,07}^{3+})_{1,96}(\text{Si}_{2,96}\text{Ti}_{0,04})_{3,00}\text{O}_{12} + \text{Si}_{0,13}$
- 109: $(\text{Fe}_{2,02}^{2+}\text{Mg}_{0,36}\text{Ca}_{0,38}\text{Mn}_{0,13})_{2,89}(\text{Al}_{1,93}\text{Fe}_{0,03}^{3+})_{1,96}(\text{Si}_{2,95}\text{Ti}_{0,05})_{3,00}\text{O}_{12} + \text{Si}_{0,09}$
- 110: $(\text{Fe}_{1,83}^{2+}\text{Mg}_{0,29}\text{Ca}_{0,60}\text{Mn}_{0,07})_{2,79}(\text{Al}_{1,84}\text{Fe}_{0,03}^{3+})_{1,87}(\text{Si}_{2,96}\text{Ti}_{0,04})_{3,00}\text{O}_{12} + \text{Si}_{0,17}$
- 111: $(\text{Fe}_{1,88}^{2+}\text{Mg}_{0,29}\text{Ca}_{0,64}\text{Mn}_{0,07})_{2,88}\text{Al}_{1,91}(\text{Si}_{2,96}\text{Ti}_{0,04})_{3,00}\text{O}_{12} + \text{Si}_{0,14}$
- 113: $(\text{Fe}_{1,76}^{2+}\text{Fe}_{0,04}^{3+}\text{Mg}_{0,33}\text{Ca}_{0,46}\text{Mn}_{0,12})_{2,71}\text{Al}_{2,30}(\text{Si}_{2,96}\text{Ti}_{0,04})_{3,00}\text{O}_{12} + \text{Si}_{0,06}$
- 114: $(\text{Fe}_{0,79}^{2+}\text{Fe}_{0,98}^{3+}\text{Mg}_{0,15}\text{Ca}_{0,65}\text{Mn}_{0,04})_{2,61}(\text{Al}_{1,82}\text{Fe}_{0,18}^{3+})_{2,00}(\text{Si}_{2,91}\text{Ti}_{0,09})_{3,00}\text{O}_{12} + \text{Si}_{0,03}$
- 116: $(\text{Fe}_{1,80}^{2+}\text{Mg}_{0,58}\text{Ca}_{0,31}\text{Mn}_{0,15})_{2,84}(\text{Al}_{1,90}\text{Fe}_{0,04}^{3+})_{1,94}(\text{Si}_{2,95}\text{Ti}_{0,05})_{3,00}\text{O}_{12} + \text{Si}_{0,06}$
- 117: $(\text{Fe}_{0,87}\text{Mg}_{1,32}\text{Ca}_{0,19}\text{Mn}_{0,77})_{3,15}(\text{Al}_{1,81}\text{Fe}_{0,15}^{3+})_{1,96}(\text{Si}_{2,97}\text{Ti}_{0,03})_{3,00}\text{O}_{12} + \text{Si}_{0,01}$

Компонентный состав и

Гранаты	62-Э	65-Э	92-Э	303	340	738	776	27-Э	1-Э	7-Э	31-Э	3-Э	498	275/1	4126	4028
Альмандин	65,1	60,9	71,2	70,4	68,8	71,8	68,1	64,4	64,7	61,0	73,0	65,8	53,5	49,5	71,5	75,7
Пироп . . .	3,2	12,3	22,6	13,3	13,3	7,6	19,5	23,3	22,6	9,1	20,9	22,4	—	8,2	8,2	5,4
Спессартин	0,8	1,2	0,7	3,0	3,7	0,8	0,8	3,0	3,7	3,3	0,8	2,2	6,0	2,0	1,9	1,5
Гроссуляр	30,9	23,1	5,7	10,8	6,5	14,8	8,6	9,3	9,0	24,6	4,3	9,6	40,5	36,3	18,4	15,4
Андрадит	—	2,5	2,0	2,5	7,7	5,0	3,0	—	—	2,0	1,0	—	—	4,0	—	2,0
f, мол. %	94,2	90,4	86,1	89,2	91,9	95,0	87,0	85,3	85,6	92,9	88,1	86,3	100,0	92,4	94,6	96,7

Примечание. $f = \frac{\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{MgO} + \text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3} \cdot 100$ мол. %

100% и различным содержанием Са-компонента (табл. 4). Гранаты из обр. 106 и 117 отличаются от остальных гранатов повышенным содержанием спессартинового компонента и, согласно Н. В. Соболеву (1964), относятся к умеренно железистому ($f=52-54\%$) альмандин-спессартиновому типу с малым содержанием Са-компонента (7,5%). В гранатах пироп-альмандинового типа альмандиновый компонент всегда преобладает и составляет от 49,5 до 77,4%, тогда как в гранатах альмандин-спессартинового типа преобладающим компонентом является пироп (40,9—

Таблица 4

Классификация гранатов из метаморфических пород юго-восточной части Уфалейского антиклинория (по Н. В. Соболеву)

Содержание Са-компонента, %	Альмандин (IV группа пироп-альмандинового ряда) с железистостью $f = 75-100$	Интервал колебаний параметра a элементарной ячейки гранатов
Малокальциевые, 0—10%	27, 1-Э, 31-Э, 27-Э, 92-Э, 25, 3-Э	11,501—11,528
С существенным содержанием Са, 10—17%	776, 340, 303, 105, 109, 104, 103, 116	11,526—11,566
С высоким содержанием Са, более 17%	62-Э, 26, 28, 4028, 65-Э, 7-Э, 4126, 738, 498, 275/1, 107, 108, 111, 114	11,541—11,655

Примечание. Гранаты из обр. 106 и 117 относятся по классификации Н. В. Соболева к умеренно железистому альмандин-спессартиновому типу и имеют параметр элементарной ячейки соответственно 11,537 и 11,548.

42,5), а спессартин и альмандин содержатся примерно в равных количествах (23,7—27,6%). Гранаты юго-восточной части Уфалейского антиклинория имеют значительную примесь гроссулярового компонента (до 40,5%). Из табл. 4 можно заметить, что существует определенная зависимость физических свойств гранатов от их химического состава. Например, количество Са-компонента в значительной степени влияет на параметры кристаллической решетки. Так, малокальциевые гранаты имеют

железистость гранатов, %

25	26	27	28	103	104	105	106	107	108	109	110	111	113	114	116	117
68,3	62,1	77,4	60,3	67,4	75,6	67,5	26,3	67,6	63,0	69,9	65,5	65,3	66,5	67,8	63,4	27,6
11,9	8,1	10,0	12,2	15,7	11,0	14,0	42,5	11,4	9,6	12,4	10,4	10,1	12,2	5,8	20,4	40,9
11,9	0,7	3,1	1,1	2,3	2,4	3,5	23,7	3,0	3,7	4,5	2,5	2,4	4,3	1,5	5,2	24,0
4,9	23,1	3,0	15,4	14,6	6,8	15,0	—	14,3	20,1	11,7	20,0	22,2	10,3	15,9	9,0	—
3,0	6,0	6,5	11,0	3,0	4,2	—	7,5	3,7	3,6	1,5	1,6	—	5,3	9,0	2,0	7,5
89,6	94,2	94,7	92,0	88,4	92,3	90,1	52,3	91,1	89,4	91,0	91,9	92,1	90,4	90,6	84,4	54,1

параметр элементарной ячейки 11,501—11,528кХ. Гранаты же с существенным и высоким содержанием Са обладают параметром соответственно 11,526—11,566 и 11,541—11,655кХ.

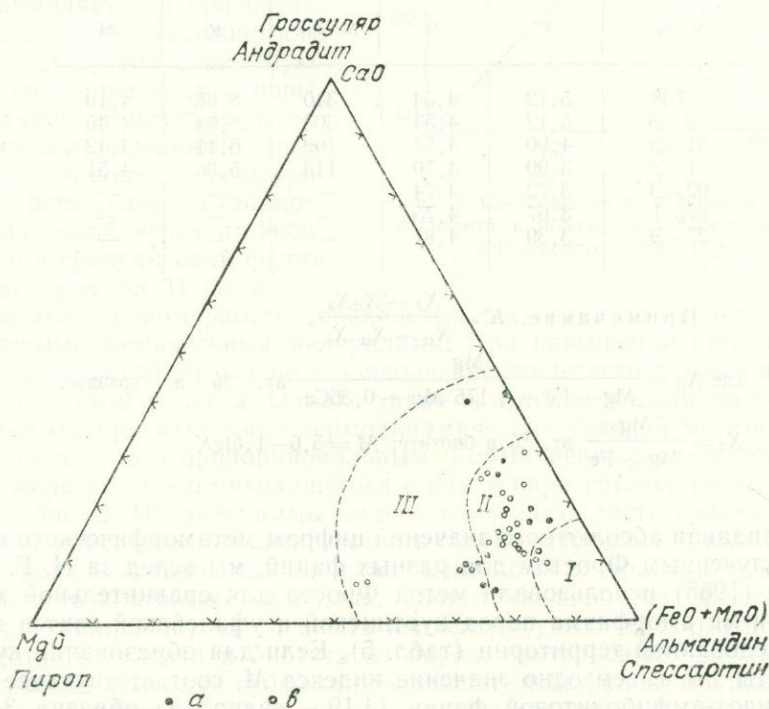


Рис. 1. Диаграмма, показывающая состав гранатов из метаморфических пород юго-восточной части Уфалейского антиклинория.

Гранаты из пород *а* — уфалейской, *б* — куртинской свиты.

Поля метаморфических фаций: I — эпидот-амфиболитовая; II — амфиболитовая; III — гранулитовая.

Гранаты из пород разных фаций имеют различный химический состав и на диаграмме (рис. 1) образуют три поля, соответствующие эпидот-амфиболитовой (I), амфиболитовой (II) и гранулитовой (III) фациям регионального метаморфизма. Гранаты эпидот-амфиболитовой фации

обладают самым высоким для нашего района и относительно стабильным содержанием альмандинового компонента со значительной примесью спессартина.

Гранаты амфиболитовой фации содержат меньшее, по сравнению с гранатами из эпидот-амфиболитовой фации, количество альмандинового компонента и вместе с тем обогащены пиропом и гроссуляром. Гранаты гранулитовой фации отличаются наибольшим для метаморфических пород юго-восточной части Уфалейского антиклинория содержанием пироба и гроссуляра, и вообще их состав становится более разнообразным.

Для определения степени метаморфизма были также вычислены коэффициент распределения Mg и Fe между существующими гранатом и биотитом (K) и метаморфический индекс (M) (Frost, 1962).

Таблица 5

Коэффициенты распределения Mg и Fe между гранатом и биотитом и метаморфические индексы в породах юго-восточной части Уфалейского антиклинория

Уфалейская свита			Куртинская свита		
№ обр.	K	M	№ обр.	K	M
738	5,12	4,54	340	8,68	4,19
3—Э	5,12	4,54	303	5,94	4,40
31—Э	4,90	4,57	109	6,11	4,42
1—Э	3,99	4,70	113	5,36	4,51
92—Э	3,72	4,74	—	—	—
275/1	3,67	4,75	—	—	—
27—Э	3,39	4,81	—	—	—

$$\text{Примечание. } K = \frac{X_g - X_a X_g}{X_a - X_a X_g},$$

где $X_a = \frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe} + 0,175 \text{ Mn} + 0,36 \text{ Ca}}$ ат. % в гранате;

$X_g = \frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}}$ ат. % в биотите; $M = 5,6 - 1,51gK$

Не придавая абсолютного значения цифрам метаморфического индекса M , полученным Фростом для разных фаций, мы вслед за Н. Г. Судовиковым (1965) использовали метод Фроста для сравнительной характеристики метаморфизма пород куртинской и уфалейской свит в пределах исследованной территории (табл. 5). Если для образований куртинской свиты мы имеем одно значение индекса M , соответствующее условиям эпидот-амфиболитовой фации (4,19 — гранат из образца 340), а остальные колеблются от 4,40 до 4,51, что отвечает низшей субфации амфиболитовой фации, то значения индексов M для пород уфалейской свиты (от 4,54 до 4,81) показывают, по Фросту (Frost, 1962), что последняя претерпела метаморфизм высшей субфации амфиболитовой фации. Границей амфиболитовой и гранулитовой фаций, выраженной Фростом с помощью метаморфических индексов, является величина $M = 5,1$, значит, по Фросту, породы уфалейской свиты в нашем районе еще не относятся к гранулитовой фации, хотя и близки к ней.

Однако, как мы видели ранее, химический состав гранатов свидетельствует о принадлежности пород в западной части изученной площади к гранулитовой фации метаморфизма. Аналогичное явление описано

Г. А. Друговой и В. А. Глебовицким (Судовиков и др., 1965) при исследовании метаморфических пород южного обрамления Алданского щита, где геолого-петрографические методы показывают, что наблюдаемые парагенезисы с гиперстеном могли образоваться лишь в условиях гранулитовой фации, тогда как по метаморфическим индексам они относятся к высшей субфации амфиболитовой фации. «Возможно,— пишут Г. А. Другова и В. А. Глебовицкий,— что, устанавливая границы фаций, Фрост имел дело с породами гранулитовой фации, принадлежащими к ее более высокотемпературной субфации, чем и объясняются более низкие значения индекса M (ниже 5,1) для алданских пород гранулитовой фации» (Судовиков, 1965). К такому же выводу пришли и мы, исследуя химический состав и физические свойства гранатов из пород юго-восточной части Уфалейского антиклинория.

Определенная закономерность выявляется и при изучении изменения железистости гранатов и других существующих с ним минералов с повышением степени метаморфизма. Нашими наблюдениями установлено, что железистость граната с переходом от эпидот-амфиболитовой через амфиболитовую к гранулитовой фации понижается (табл. 3). Особо отчетливо эта закономерность проявляется для гранатов из пород с бескальциевыми фемическими минералами. При повышении степени метаморфизма происходит также и уменьшение железистости сосуществующего с гранатом биотита. Однако такое изменение железистости граната и биотита при изменении термодинамических условий метаморфизма не является строго пропорциональным. Соотношение железистости граната с железистостью находящегося с ним в парагенезисе биотита показано на рис. 2. Из диаграммы видно, что железистость граната всегда значительно больше, чем железистость сосуществующего с ним биотита. Точки, показывающие соотношение железистости граната и биотита, занимают на диаграмме площадь, напоминающую по форме клин. В нижней (широкой) части клина концентрируются точки, отвечающие железистости граната и биотита из пород, претерпевших метаморфизм гранулитовой и высшей субфации амфиболитовой фации, а ближе к вершине клина располагаются точки, соответствующие железистости граната и биотита из пород, метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой и низшей субфации амфиболитовой фации. По-видимому, этот факт объясняется более сложным составом биотита, обуславливающим соответствие различных по железистости биотитов одному и тому же гранату. Закономерности, подобные описанным, отмечались и другими исследователями (Великославинский, 1963; Лутц, 1964; и др.).

Основной вывод заключается в следующем. Породы юго-восточной части Уфалейского антиклинория претерпели метаморфизм от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фаций с повышением степени метаморфизма в направлении с востока на запад. Восточная часть куртинской

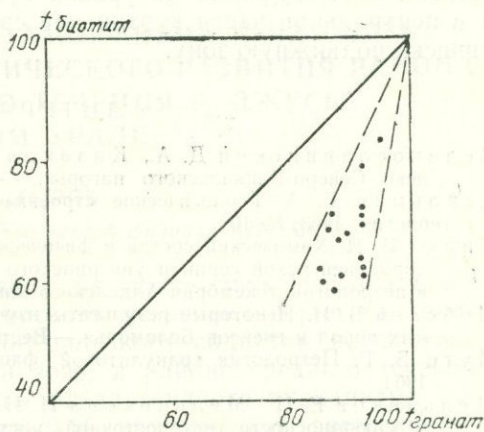


Рис. 2. Соотношение железистости граната и биотита в породах юго-восточной части Уфалейского антиклинория.

свиты (приконтактовая с образованиями Тагило-Магнитогорского прогиба) метаморфизована в условиях эпидот-амфиболитовой и низкотемпературной субфации амфиболитовой фаций. Уровень метаморфизма пород центральной и западной частей куртинской свиты соответствует амфиболитовой фации. Метаморфизм пород восточной части уфалейской свиты (приконтактовой с отложениями куртинской свиты) отвечает условиям высокотемпературной субфации амфиболитовой фации. Западная часть уфалейской свиты в рамках обследованного района претерпела метаморфизм в условиях гранулитовой фации. Локальное повышение степени метаморфизма до уровня субгранулитовой фации наблюдается и в центральной части куртинской свиты, представляющей собой тектонически подвижную зону.

ЛИТЕРАТУРА

- Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Соколов Ю. М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1963 вып. 17.
- Кейльман Г. А. Геологическое строение Уфалейского гранитного массива. — Сов. геология, 1963, № 10.
- Кицул В. И. Химический состав и физические свойства гранатов из метаморфических пород ингрской серии и уингринского комплекса Алданского щита. — Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966.
- Лебедев В. И. Некоторые результаты изучения гранатов метаморфизованных основных пород и гнейсов Беломорья. — Вестн. Ленингр. ун-та, 1959, № 18.
- Лутц Б. Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. — М., «Наука», 1964.
- Мельников Е. П., Мельникова Н. И. Новые данные о геологии, метаморфизме и слюдоносности юго-восточной части Уфалейского антиклинория (Средний Урал). — Второе Урал. петрогр. совещ. Тезисы докладов, т. V. Свердловск, 1966.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Львов, 1949 (Львовское геол. о-во).
- Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. М., «Наука», 1964.
- Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Крылова М. Д., Неелов А. Н., Седова И. С. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1965, вып. 17.
- Fleisher M. The relation between chemical composition and physical properties in the garnet group. — Amer. Min., 1937, vol. 22.
- Frost M. I. Metamorphic grade and iron — magnesium distribution between co-existing garnet-biotite and garnet-hornblende. — Geol. Mag., 1962, vol. XCIX, № 5.

**ТИПЫ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА И ИХ СВЯЗЬ
С ИСТОРИЕЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РАЙОНА
СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. ДЖУСЫ
НА ЮЖНОМ УРАЛЕ**

В. Б. БОЛТЫРОВ

Институт геологии и геохимии Уральского филиала АН СССР

Изученная территория расположена на стыке двух региональных: южноуральских структур: Магнитогорского мегасинклинория на западе (симатическая зона) и Восточно-Уральского поднятия на востоке (сиалическая зона). В симатической зоне, в районе среднего течения р. Джусы, широко развиты продукты базальтоидного вулканизма начальной стадии формирования Уральской палеозойской эвгеосинклинали: основные эффузивные, пирокластические и субвулканические образования ирендыкской и карамалыташской свит нижнего и среднего девона. Частная инверсия тектонического режима в верхнем девоне повлекла за собой затухание вулканической деятельности, вновь возобновившейся лишь в нижнем карбоне с образованием контрастных серий базальт-липаритового состава березовской свиты. В тесном пространственном, временном и петрохимическом единстве с кислыми вулканогенными породами нижекаменноугольного цикла вулканизма развиваются гранитоиды среднепалеозойского Магнитогорского комплекса, объединенные с первыми в единую эффузивно-интрузивную формацию (Фролова, 1966; Штейнберг, 1966).

В сиалической зоне, в верховьях р. Джусы, преимущественным развитием пользуются терригенно-осадочные отложения бриентской и кизильской свит нижнего карбона, в меньшей мере — вулканы нижнего и среднего девона. Интрузивные образования представлены в данном районе микроклиновыми гранитами верхнепалеозойского Адамовского комплекса.

В результате изучения метаморфизма горных пород района выделены два типа регионального метаморфизма, проявившихся на различных стадиях развития Уральской эвгеосинклинали: региональный зеленокаменный метаморфизм и прогрессивный региональный метаморфизм (Болтыров, 1967). Региональный зеленокаменный метаморфизм развивается в симатической зоне в вулканитах ирендыкской и карамалыташской свит нижнего и среднего девона и проявляется на ранней геосинклинальной стадии в период прогибания геосинклинали, накопления вулканогенных толщ и ранних конседиментационных тектонических движений. Метаморфические изменения вулканогенных пород характеризуются замещением первичных магматических минералов закономерными ассоциациями, состоящими из альбита, актинолита, эпидота, хлорита и кальцита, и имеют региональный характер как по

площади распространения, так и по охвату вертикального разреза ниже-среднедевонского вулканогенного комплекса.

О времени проявления регионального зеленокаменного метаморфизма говорят следующие данные. Контактные изменения, сопровождающие внедрение жильных гранитоидов Магнитогорского комплекса (ороговикование, образование шахматного альбита, обыкновенной роговой обманки, биотита, ортоклаза), более поздние, чем зеленокаменные, и накладываются на них. В полимиктовых грубообломочных породах нижнего карбона присутствуют обломки уже метаморфизованных и гидротермально измененных пород подстилающих вулканогенных свит нижнего и среднего девона. Эти данные свидетельствуют о донизнекаменноугольном возрасте регионального зеленокаменного метаморфизма, что подтверждает ранее высказанное в литературе мнение о совпадении на Урале времени зеленокаменных изменений с этапом формирования вулканогенных толщ и затухании этих процессов к началу восходящих движений (Иванов, Нечеухин, 1964).

Прогрессивный региональный метаморфизм развит исключительно в синэпической зоне, сформировавшейся в стадию общей инверсии Уральской эвгеосинклинали. Терригенно-осадочные породы нижнего карбона и вулканиты нижнего и среднего девона превращены в кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты, амфиболиты, актинолитовые и хлоритовые породы и сланцы. Применение изоградного метода позволило выделить несколько зон, ограниченных в плане изоградами соответствующих индексов-минералов: ставролитовую, роговообманково-гранатовую, актинолито-биотитовую и хлоритовую, отвечающих фации зеленых сланцев и низшим ступеням альмандиново-амфиболитовой фации (Файф, Тернер, Ферхуген, 1962). Минеральные ассоциации более высоких температурно-минералогических ступеней распространены за пределами изученного района в центральных частях Восточно-Уральского поднятия, где, кроме того, широко развиты процессы магматического замещения (Коржинский, 1952).

Прогрессивный региональный метаморфизм носит изохимический характер и, скорее всего, представляет явление термальное. В химическом составе актинолитовых пород и амфиболитов по сравнению с зеленокаменными диабазовыми порфиридами существенных отклонений не наблюдается, кроме резкого уменьшения содержания воды. Изменение железистости таких породообразующих минералов, как актинолит и хлорит, при прогрессивном региональном метаморфизме по сравнению с этими минералами в зеленокаменных породах, по всей вероятности, связано с перераспределением части железа внутри парагенезисов.

Прогрессивный региональный метаморфизм сопровождается гранитизацией, выражающейся в наложении на регионально метаморфизованные породы процессов щелочного и кварцевого метасоматоза. Метасоматические новообразования приурочены исключительно к полосчатости пород, образуя прожилки, линзочки, ориентированные параллельно первичной линейной текстуре пород. Интенсивность гранитизации различна: от тонких, обрывающихся даже в пределах шлифов, олигоклаз-кварц-микроклиновых прожилков до полной переработки значительных масс регионально метаморфизованных пород в породы гранитного состава и облика.

О времени проявления прогрессивного регионального метаморфизма свидетельствуют факты наложения последнего на фаунистически охарактеризованные терригенно-осадочные отложения нижнего карбона и гранитоиды среднепалеозойского Магнитогорского комплекса.

Описанная выше последовательность развития процессов регионального метаморфизма в ходе формирования Уральской эвгеосинклинали находится в соответствии с представлениями А. А. Маракушева (1965) и Б. Я. Хоревой (1966) о метаморфических формациях и типах регионального метаморфизма.

ЛИТЕРАТУРА

- Болтыров В. Б. Метаморфизм вулканогенных горных пород в среднем и верхнем течении р. Джуса на Южном Урале (Автореф. канд. дисс.). Свердловск, 1967.
- Иванов С. Н., Нечеухин В. М. О времени зеленокаменных изменений и происхождения натриевых и калиевых серий в геосинклинальных образованиях Урала. — Докл. АН СССР, 1964, т. 157, № 3.
- Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1952, № 2.
- Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965.
- Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., Изд-во иностр. лит., 1962.
- Фролова Т. И. Взаимоотношение эффузивных и интрузивных форм магматизма в процессе развития палеозойской эвгеосинклинали восточного склона Урала. — Материалы симпозиума по вулcano-плутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата, «Наука», 1966.
- Хорева Б. Я. Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах. — Геотектоника, 1966, № 6.
- Штейнберг Д. С. Важнейшие эффузивные и эффузивно-интрузивные (вулканогенно-плутонические) формации Урала. — Материалы симпозиума по вулcano-плутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата, «Наука», 1966.

МИКРОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ КРИСТАЛЛОВ ЦИРКОНА

А. А. КРАСНОБАЕВ, Н. С. СПЛОШНОВА

Институт геологии и геохимии Уральского филиала АН СССР

Микроморфологический анализ как метод исследования привлекает все больше и больше внимания, поскольку дает возможность получить новые данные о генезисе любого кристаллического вещества. Различным вопросам микроморфологического анализа посвящена обширная литература, обзор которой дается в недавно появившейся монографии В. Г. Фекличева (1966). Автор рассматривает также инструментальные методы наблюдений, микрорельеф многих природных кристаллов, систематизирует различные понятия, которых мы старались придерживаться при изложении материала.

Как известно, процессы роста и растворения кристаллов являются поверхностными, но именно они в итоге определяют формирование или разрушение кристаллического вещества. С этой позиции изучение кристаллов с искаженными формами, осложненными характерным микрорельефом, может оказаться более перспективным, чем изучение кристаллографически правильных форм. «Именно такие, «уродливые» формы в результате тщательного их изучения дают понятие о деталях кристаллизационного процесса, о физико-химических особенностях кристаллообразующей среды», — писал И. И. Шаfranовский.

Микроморфологический анализ циркона до сих пор не проводился, хотя этот минерал популярен среди геологов. И объясняется это, как нам кажется, исключительной устойчивостью циркона и малым размером кристаллов, исключая цирконы из пегматитов. В то же время необходимость в подобных исследованиях очевидна. Известно, что форма кристаллов циркона может изменяться от идиоморфной, совершенной (в магматических породах) до яйцевидной или шаровидной (в осадочных толщах). Причина этого — истирание при транспортировке. Но округлая форма может также возникнуть при магматической коррозии, растворении гидротермальными растворами, при угнетенном росте. Есть все основания ожидать различия в микрорельефе округлых цирконов различного генезиса. Решить же проблему «округлости» — это значит получить новый петрогенетический признак этого минерала, широко используемого в последние годы для выяснения генезиса гранитоидов. Известны также случаи перекристаллизации циркона, метасоматического и аутигенного роста, различного рода деформирования кристаллов. Все это также должно отражаться на микрорельефе граней.

Нами получены новые результаты по микроморфологическому изучению цирконов. Их пока трудно систематизировать, а некоторые даже

невозможно объяснить. Тем не менее о микрорельефе кристаллов циркона создается вполне определенное представление, а в отдельных случаях удается сделать некоторые выводы об условиях формирования.

Методические замечания

Нами было выполнено искусственное растворение кристаллов циркона в щелочных и кислых растворах. При этом мы ограничились крупными (0,5—1 см) кристаллами из пегматитов, поскольку методику травления мелких аксессуарных кристаллов (0,1—0,2 мм) осуществить не удалось. Кристаллы циркона различного габитуса с гладкими гранями, как естественными, так и приполированными, выдерживались в расплавах KHF_2 и $\text{KOH} + \text{NaOH}$ (1:1) в течение 2—10 мин при температуре 300—400°С. Затем расплавы охлаждали, кристаллы промывали и исследовали под микроскопом.

Микрорельеф наблюдался и на естественных гранях кристаллов циркона, причем дополнительно исследовались аксессуарные кристаллы из гранитов и цирконы осадочных пород.

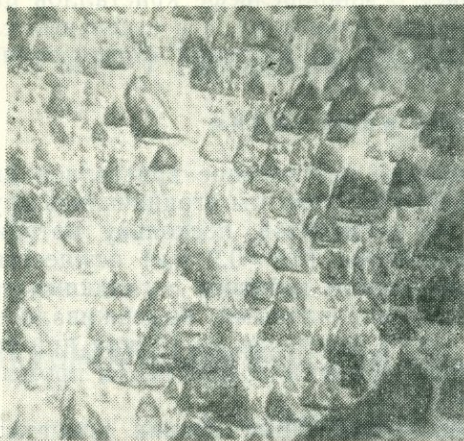
Фигуры травления

Растворение той или иной грани кристалла начинается с образования мельчайших фигур травления, имеющих обычно правильную геометрическую форму. При этом наблюдается некоторая избирательность участков травления: на поверхности грани, которая кажется однородной, эти фигуры могут возникать гнездами, цепочками, быть приуроченными к отдельным участкам. Вероятно, они образуются в первую очередь в месте выхода на поверхность швов срастания отдельных блоков мозаики, субиндивидов, отдельных зон, дислокаций, включений и т. п. Фигуры травления наблюдались на трех основных гранях кристаллов циркона (111), (110), (100).

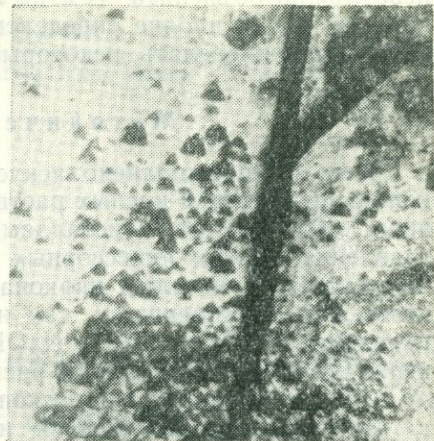
Грань (111). Фигуры травления показаны на рис. 1, а—е. В кислой среде (KHF_2) возникают характерные треугольники, вершиной обращенные в противоположную вершине дипирамиды сторону. Треугольники могут появляться в виде единичных фигур или сливаться вместе, образуя желоба (рис. 1, а).

На рис. 1, б показана приуроченность треугольников к отдельным участкам грани кристалла. В местах слияния треугольников грань становится матовой, хотя рядом располагаются неизменные участки. Весьма характерно, что проходящая через кристалл царапина не привела к более интенсивному растворению материала около нее. Как правило (в частности, на берилле, Фекличев, 1966), отмечается приуроченность фигур травления к подобным нарушениям поверхности кристалла. Для циркона, очевидно, решающее значение имеет мозаичность строения кристалла, а не более позднее механическое нарушение. Иногда треугольники растворения имеют сложное строение: будучи в целом отрицательной фигурой, они имеют в центре положительный подобный выступ (рис. 1, в).

При исследовании грани под электронным микроскопом наблюдались ряды треугольных выступов (рис. 1, е), чередующихся иногда с впадинами. По-другому ведет себя грань (111) в щелочной среде. В противоположность описанному возникают положительные фигуры травления — «останцы» растворения (рис. 1, г). Останцы разнообразны по форме, какая-либо ориентировка их отсутствует. Под электронным мик-



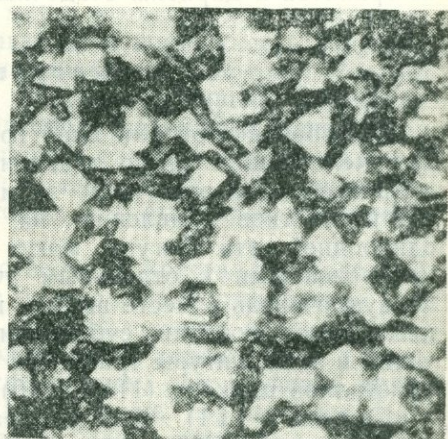
a



б



в



з



д

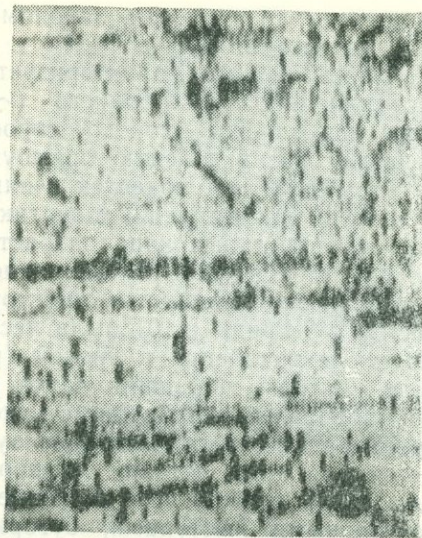


е

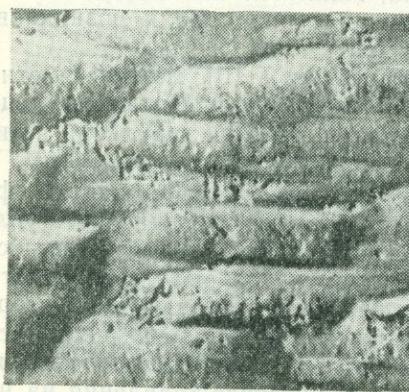
Рис. 1. Фигуры травления на грани (111):
в кислой среде (KHF_2) — *a* $\times 300$; *б* $\times 300$; *в* $\times 700$; *е* $\times 18000$;
в щелочной среде ($\text{KOH} + \text{NaOH}$) — *з* $\times 1500$; *д* $\times 18000$.



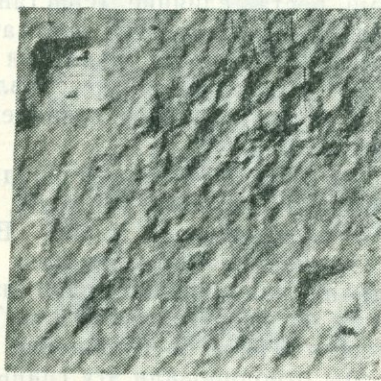
a



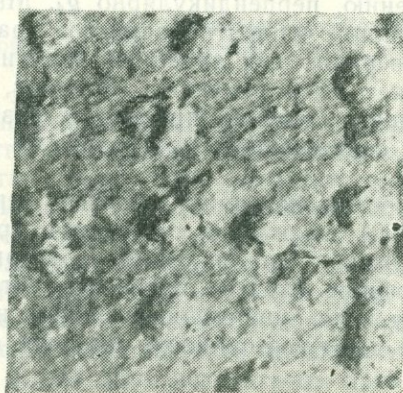
б



в



г



д

Рис. 2. Фигуры травления на грани (110):
в кислой среде (KHF_2) — *a*×500; *б*×500; *в*×9000;
в щелочной среде ($KOH+NaOH$) — *г*×9000; *д*×9000.

роскопом — это довольно закономерно расположенные выпуклые многоугольники (рис. 1, *д*).

Грань (110). Характеризуется фигурами травления, имеющими очертания неравностороннего ($\sim 1:2, 1:3$) прямоугольника. Здесь также проявляется блоковое строение грани, приводящее к преимущественному возникновению прямоугольника в различных участках грани (рис. 2, *а*). Наблюдается слияние прямоугольников, что приводит к появлению прямолинейных вертикальных, параллельных g_4 (рис. 2, *б*) или горизонтальных каналов растворения. Иногда образуются локальные углубления (четырёхсторонние), обусловленные локальным травлением, причем единичные прямоугольники уже не обнаруживаются (рис. 2, *а*). Грань (110) была исследована под электронным микроскопом после травления в кислой (рис. 2, *в*) и щелочной (рис. 2, *г, д*) среде. Фигуры травления четко различаются. В первом случае — это корытообразные углубления с заметным подобием и сохранением ориентировки отмеченных выше прямоугольников. В щелочной среде наблюдается два типа деталей микрорельефа: четырехугольные углубления (рис. 2, *г*) и округлые, осложненные на вершинах дополнительными треугольными выступами, бугорками (рис. 2, *д*). Последние иногда имеют слабо заметную четырехугольную форму. Они здесь выступают как «останцы» растворения и, возможно, являются элементарными бугорками роста, слияние (срастание) которых приводит к возникновению нового плоского слоя рассматриваемой грани.

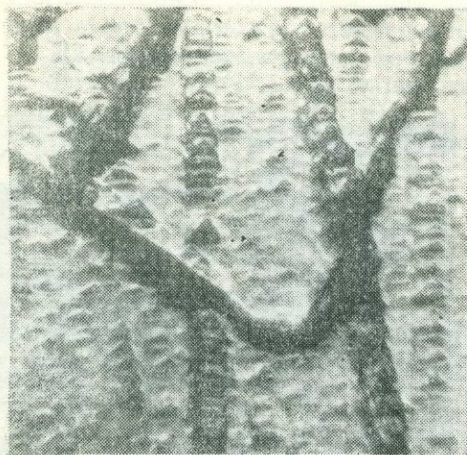
Рассмотрев фигуры травления граней (111) и (110), можно отметить подобие симметрии фигур травления с симметрией соответствующей грани. При этом большее совпадение наблюдается при травлении в кислой среде.

Грань (100). Вопреки ожиданиям, покрывается треугольными фигурами травления (рис. 3, *а, б*), что представляет очевидное отступление от симметрии грани. Вторая особенность — приуроченность треугольников к определенным направлениям. На рис. 3, *а* заметно два таких направления: одно из них перпендикулярно g_4 , а второе образует острый угол с первым. Травление и в этом случае не зависит от трещин. Такое расположение фигур травления очень трудно объяснить. Мы отполировали эту грань (рис. 3, *б*), и после травления на ней снова возникли треугольники, но теперь их расположение уже подчинилось одному направлению, перпендикулярно g_4 . Мы считаем, что наиболее вероятной причиной «ориентированного» травления грани (100) является наличие поверхностных линейных пластических деформаций, природа которых может быть различна (Старков, Краснобаев, 1966). Более продолжительное травление привело к возникновению ступенчатого микрорельефа, осложненного треугольными выступами и углублениями (рис. 3, *в*).

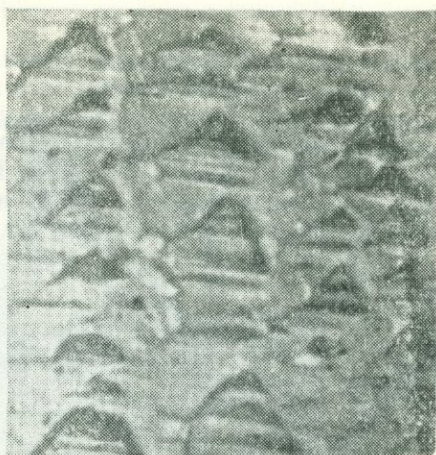
Электронный микроскоп позволил отметить черепитчатое строение поверхности грани (100) некоторых кристаллов при травлении в кислой среде, что указывает на точечный «бугорковый» рост грани (рис. 3, *г*). В заключение следует напомнить, что вышеприведенные данные получены хотя и на одноименных гранях, но у различных кристаллов, и поэтому не дают возможности говорить о механизме формирования.

Микрорельеф природных кристаллов циркона

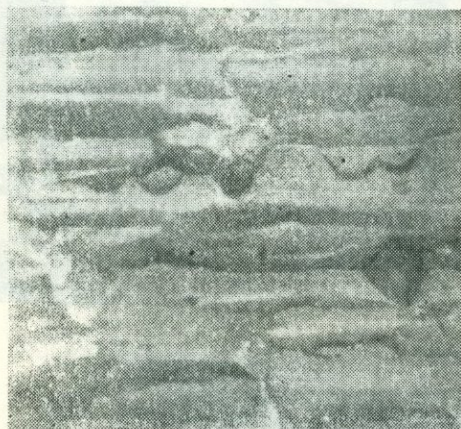
Изучение микрорельефа поверхности природного кристалла может дать нам сведения лишь о последних, завершающих процессах формирования кристалла, а в некоторых случаях — о его геологической исто-



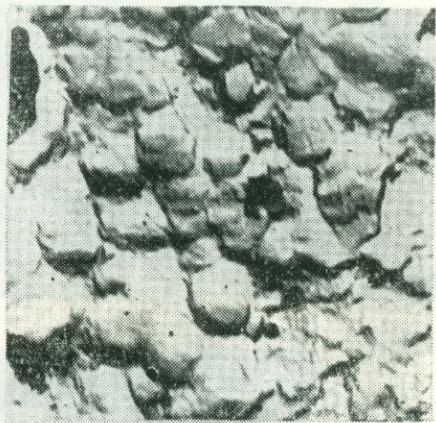
a



б



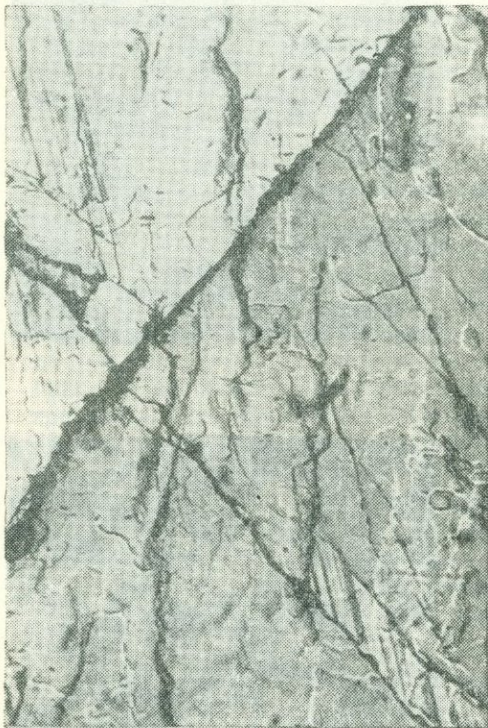
в



г

Рис. 3. Фигуры травления на грани (100):
в кислой среде (KHF_2) — *a*×440; *б*×650; *в*×650; *г*×18000.

рии. Первые же наблюдения показали неоднородное строение кристаллического вещества в наблюдаемой плоскости. На рис. 4, *a* показана фотография участка грани (111) кристалла циркона из пегматита. Трещина разбивает участок на две половины, отличающиеся по отражательной способности. В обеих половинах заметны участки со штриховкой, причем направление штриховки в них одинаковое. Обращает внимание ограничение таких участков трещинами. Объяснение может быть двоякого рода. Первое — участки со штриховкой — реликтовые, сохранившиеся в перекристаллизованном большей частью кристалле. И второе — штриховка может быть результатом проявления пластических деформаций. Исследование других участков кристалла показало: 1) штриховка приурочена к зонам повышенной трещиноватости; 2) направление штриховки совпадает с осью симметрии g_4 ; 3) штрихи, при сохранении направления, могут постепенно исчезать или появляться в различных участках грани. С учетом отмеченных особенностей травле-



α



δ

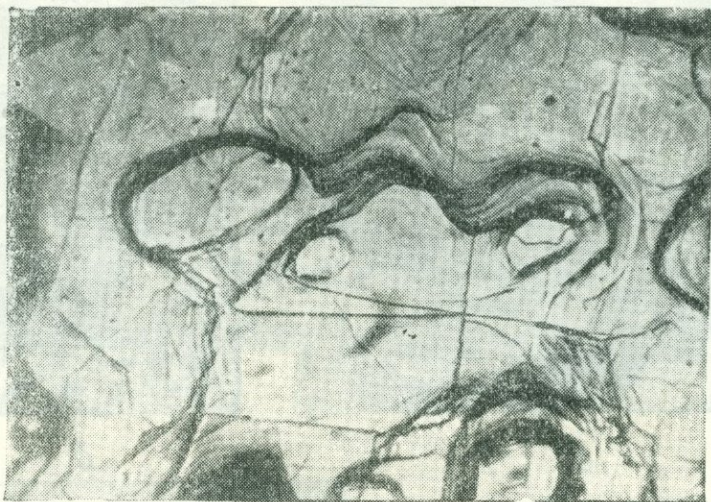


2

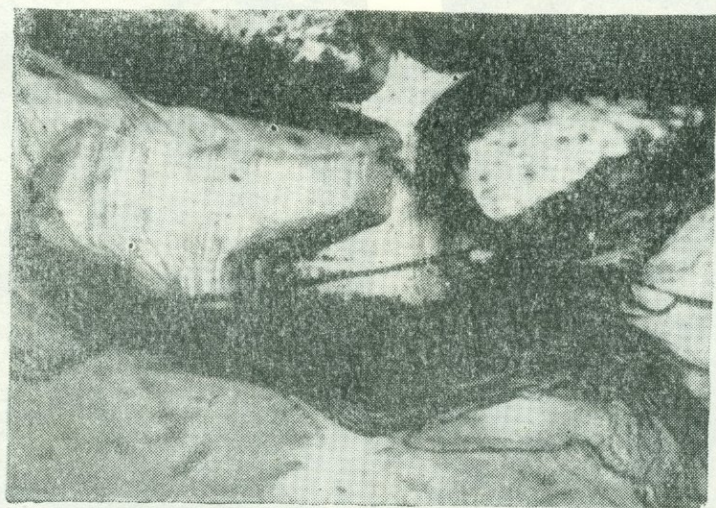
8

ния некоторых граней (см. рис. 2, б, рис. 3, а) более вероятным является второе возможное объяснение.

На некоторых гранях хорошо заметен слоистый рост кристалла. В одних случаях торцы слоев ограничены кристаллографическими направлениями (рис. 4, б), в других—картина более сложная. На рис. 4, в—д показаны при различных увеличениях участки грани (111) одного кристалла. Толстые слои роста, состоящие из хорошо заметных тонких слоев, хотя и сохраняют общее направление (1 и 2 на рис. 4, в), но уже осложнены округлыми полужамкнутыми плоскими



2

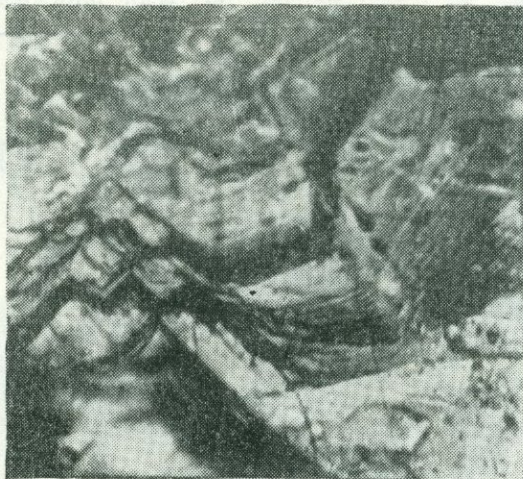


д

Рис. 4. Микрорельеф цирконов из пегматитов:
а × 30; б × 60; в × 30; г × 60; д × 90.

на некоторых гранях (см. рис. 2, б, рис. 3, в) более вершинным краем
или другим краем обломки.

хорошо заметен слоистый пост кристалла
или призматический кристаллографический на-
правление. Картина более сложная.
иногда встречаются участки граней
в состоянии, состоянии на хорошо за-
и сохраняют общие признаки. (1) в 2 на



а



б



в



г

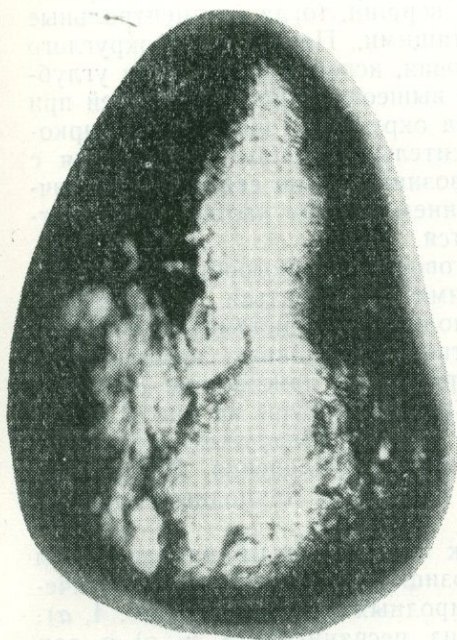
М. А. Мельников, 1957 г.
100x50; 50x50; 50x50



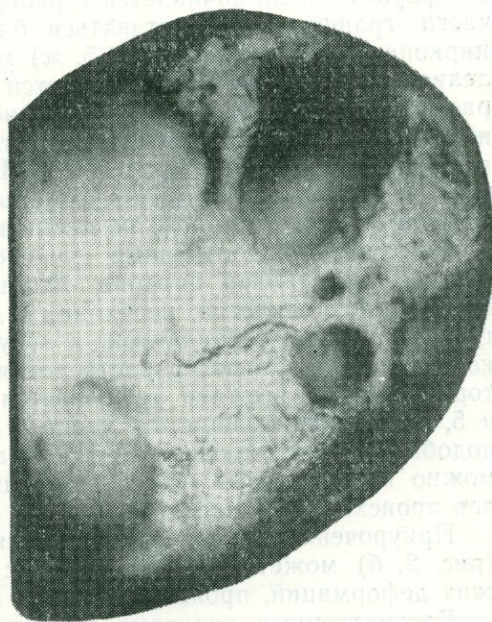
а



б



в



г



Рис. 5. Микрорельеф аксессуарных цирконов из гранитов и осадочных пород:
а×300; б×250; в×300; г×350; д×300; е×200; ж×250; з×500.

выступами. На следующей фотографии (рис. 4, *г*) показаны мелкие, изолированные от основного слоя округлые возвышенности, возникшие из-за различного уровня слоев. Постепенно возвышенности огибаются тонкими слоями роста и рельеф нивелируется. На рис. 4, *д* показан четко выраженный брусковидный выступ с крутыми гладкими торцами. Однако последние также сложены тонкими слоями, о чем свидетельствует постепенный переход к соседней микроскульптуре.

Пока мы рассматривали только особенности микрорельефа цирконов из пегматитов. На рис. 5 приведены некоторые особенности микрорельефа мелких цирконов из гранитов и осадочных пород. Слоистая скульптура роста с отчетливыми треугольными выступами наблюдается на грани (110) акцессорного кристалла циркона из рябиновских гранитов (рис. 5, *а*); грани других кристаллов осложнены штриховкой отпечатывания, возникшей при соприкосновении с соседним кристаллом (рис. 5, *б*). Некоторые кристаллы из этих же гранитов частично подвергались растворению. На рис. 5, *в* характер растворения проявился в образовании корытообразных углублений с пологими краями. Здесь же был встречен кристалл циркона (рис. 5, *г*), состоящий из двух частей: центральной, более древней и оболочки. Как видно, центральная часть также частично растворилась, тогда как оболочка выглядит относительно гладкой, с четкими ребрами.

Весьма вероятно, что процессы растворения и роста были совмещены во времени, поскольку не наблюдается каких-либо признаков изменения оболочки. При растворении в начальную стадию на некоторых кристаллах могут возникать четырехугольные углубления (рис. 5, *д*).

Своеобразная, мелкокавернозная поверхность обнаружена у циркона из зоны интенсивной гидротермальной проработки (рис. 5, *е*). Часть цирконов здесь стала округлой, часть — частично растворена. У некоторых кристаллов один конец представлен идиоморфной головкой, другой — полностью округлый. Хорошо заметно, что растворение в первую очередь начинается с ребер и вершин, тогда как центральные части граней могут оставаться блестящими. Поверхность округлого циркона из песчаников (рис. 5, *ж*) матовая, испещрена мелкими углублениями. Как видно, она отличается от вышеописанной, возникшей при растворении. Кроме того, у большинства округлых (окатанных) цирконов из песчаников наблюдаются относительно крупные углубления с гладкой поверхностью (рис. 5, *з*). Их возникновение связано с частичным дроблением кристаллов, откалыванием мелких частей. При растворении ничего подобного не наблюдается.

Уже первые полученные данные говорят о многообразии микрорельефа кристаллов циркона. Чтобы ими пользоваться при решении генетических вопросов, необходимы дополнения и систематизация. Фигуры травления, возникающие в искусственных условиях, довольно резко отличаются от фигур растворения природных кристаллов. Но некоторое сходство все-таки наблюдается. Сравнив фигуры на рис. 2, *б* и *в* и 5, *в*, *д*, возникающие на грани (110), можно обнаружить некоторое подобие в ориентировке фигур, характере их сочленения. Более того, можно предположить, что растворение некоторых природных кристаллов происходило в кислой среде.

Приуроченность фигур травления к определенным направлениям (рис. 2, *б*) может быть объяснена с позиции возникновения пластических деформаций, проявляющихся у природных кристаллов (рис. 4, *а*).

Рассмотренные округлые цирконы из песчаников (5, *ж*, *з*) и зон гидротермальной деятельности (5, *е*) по рельефу поверхности резко отличаются от подобных по форме цирконов из различных гнейсов,

в которых округлость обусловлена затрудненным ростом. Округлые цирконы из гнейсов имеют гладкую блестящую поверхность.

Таким образом, опыты по искусственному растворению цирконов в разных средах, изучение возникающего на них микрорельефа в сравнении с микрорельефом природных кристаллов дают возможность выделить те различия, изучение которых может помочь познанию условий формирования горных пород и решению проблемы «округлости» цирконов.

ЛИТЕРАТУРА

- Старков Н. П., Краснобаев А. А. О природе штриховки циркона из пегматитовых гранитов Мурзинки.— Минералогический сборник Львовского ун-та, 1966, т. 20, вып. 3.
- Фекличев В. Г. Микроструктуроморфологическое исследование явлений растворения кристаллов берилла. — Труды ИМГРЭ, 1963, вып. 18.
- Фекличев В. Г. Микроструктуроморфологический анализ. М., «Наука», 1966.
- Шафрановский И. И. Кристаллы минералов. Кривогранные, скелетные и зернистые формы. М., Гостеолтехиздат, 1961.

О ТЕРМОЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ И ФЛЮОРЕСЦЕНЦИИ ЦИРКОНОВ ИЗ ДРЕВНИХ КОНГЛОМЕРАТОВ

В. В. ХОЛОДНОВ, А. Ф. КОПТЯЕВ

Свердловский горный институт им. В. В. Вахрушева

В настоящей статье приводятся результаты изучения термолюминесценции и флюоресценции цирконов из древних метаморфизованных гематит-цирконовых россыпей, приуроченных к пластам конгломератов, гравелитов и гравелитистых кварцитов.

Таблица 1

Сравнение свойств цирконов из древних конгломератов

Свойства	Цирконы первого типа	Цирконы второго типа	Цирконы третьего типа
Цвет и прозрачность	Бесцветные, серовато-желтые, прозрачные и полупрозрачные	Светло-бурые, буровато-красные, полупрозрачные и слабопросвечивающие в краях	Темно-бурые, буровато-желтые, непрозрачные
Удлинение кристаллов	1,882—2,637	1,352—1,438	1,00—1,336
Уд. вес . . .	4,32—4,76	4,08—4,32	3,6—4,15
Твердость по микровдавливанию, кг/мм ²	1000—1200	800—1000	600—800
Твердость по шкале Мооса . . .	7,0—7,4	6,5—6,75	5,9—6,2
Показатель светопреломления . . .	>1,8	>1,8	1,692—1,775
Двупреломление . . .	0,05	0,02—0,05	0,0—0,02

Для изучения термолюминесценции (ТЛ) цирконов нами использована установка, предложенная В. Г. Максеновым (1965). Интенсивность ТЛ оценивалась в условных единицах, которые представляют собой отношение площади кривой ТЛ цирконов к площади кривой ТЛ эталона (в нашем случае кальцита).

Детальный анализ кривых ТЛ позволил выделить три типа цирконов, где второй тип является промежуточным между первым и третьим и выделен несколько условно. Цирконы первого типа имеют величину ТЛ — 2,304—0,960, второго — 0,766—0,300 и третьего — 0,220—0,00 усл. ед. Вид кривых термосвечения цирконов также различный и меняется от простых, с одним-двумя

максимумами, до сложных, с несколькими разновеликими максимумами. На кривых ТЛ можно выделить шесть пиков, отражающих следующие температурные интервалы (рис. 1): I — 175—200°, II — 250—275°, III — 295—325°, IV — 350—375°, V — 385—415°, VI — 425—430°; наиболее четко выражены и часто встречаются III, IV и V.

Цирконы первого типа характеризуются высокотемпературными пиками IV и V, иногда III. Они обычно люминесцируют золотисто-желтым цветом.

Цирконы второго типа имеют, в основном, широкий высокотемпературный максимум (IV—V), а иногда четкий пик III. В ультрафиолетовых лучах иногда люминесцируют слабым желтоватым цветом. Цирконы третьего типа обладают очень слабой термолюминесценцией, а в ультрафиолетовых лучах вообще не люминесцируют.

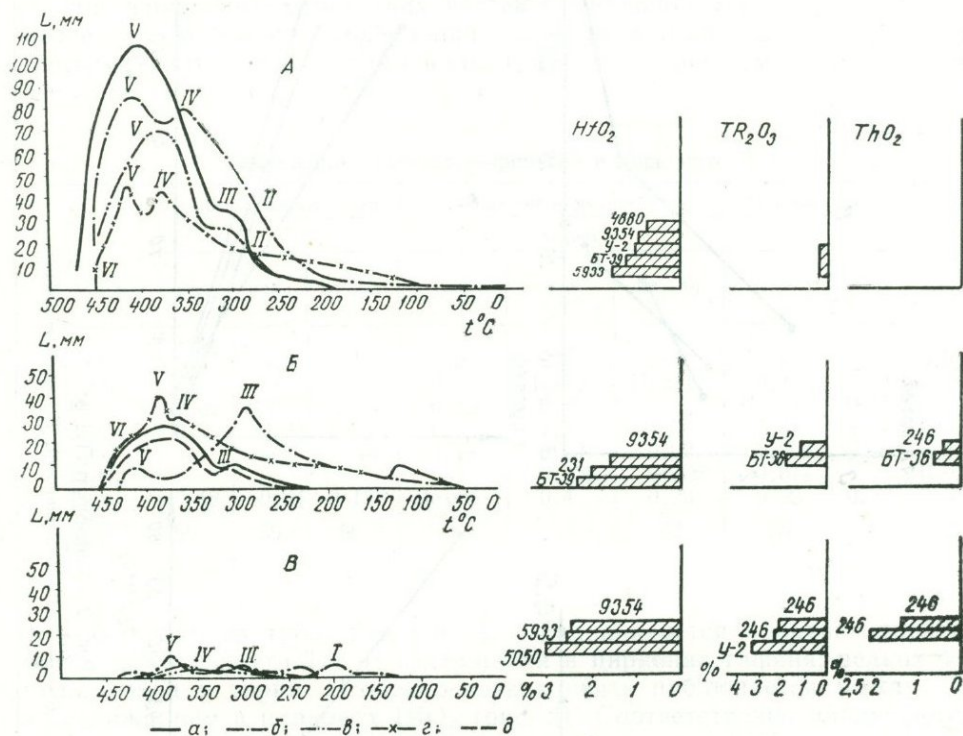


Рис. 1. Типы кривых ТЛ цирконов.

Кривые: А — первого; Б — второго; В — третьего типа. I—VI — пики кривых.

Пробы: а — 9354 (конгломерат), с — У-2 (гравелит), в — 5933 (гранит), г — БТ-39 (конгломерат), д — 4011 (гравелит).

Сравнение ТЛ и флюоресценции различных типов цирконов показывает, что степень и интенсивность их уменьшаются от первого к третьему типам.

Выделенные три типа цирконов характеризуются различными физическими свойствами (табл. 1).

Цирконы первого типа характеризуются кристаллами длинопризматического облика с хорошо развитыми гранями призмы (110) и бипирамиды (111); второго — короткостолбчатыми призматическими (100), (110) кристаллами с бипирамидальными (111) окончаниями; цирконы третьего типа встречаются в виде изометричных кристаллов дипирамидальной формы с развитием нескольких дипирамид (111), (221) и призмы (110) или образуют короткопризматические кристаллы с гранями призмы (100) и (110).

Рентгеноструктурные и термические исследования показали, что цирконы третьего и, частично, второго типов представлены измененной и гидратированной разновидностью циркона — малаконом. Дифференциальные

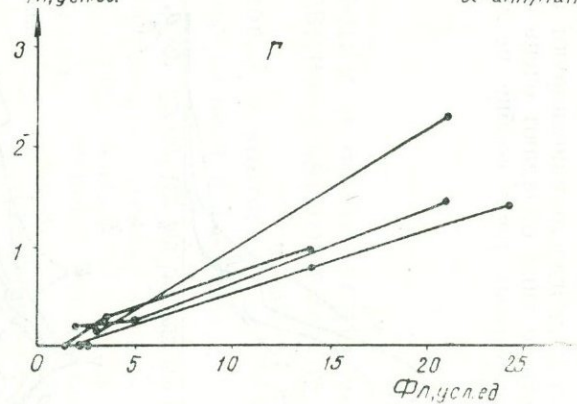
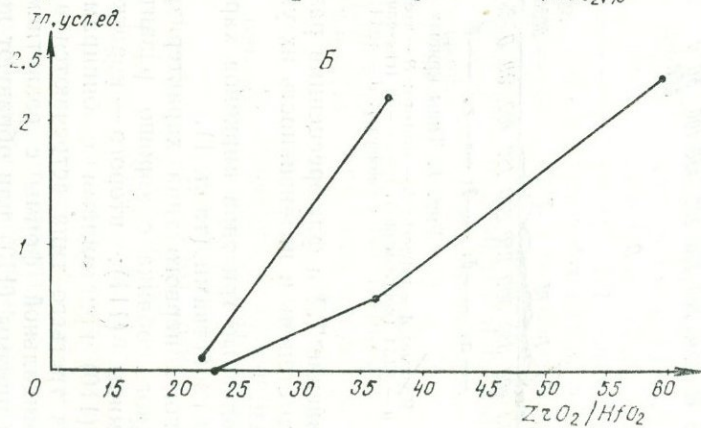
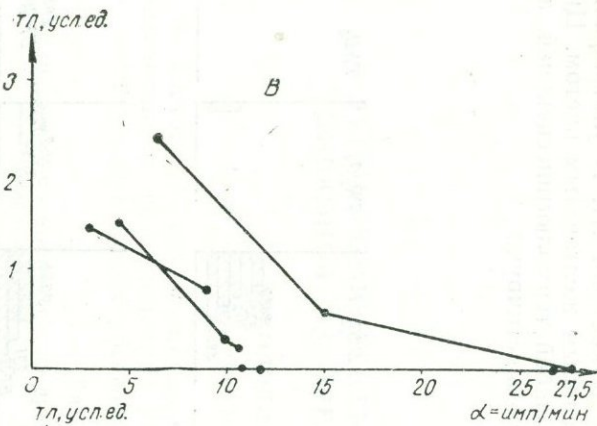
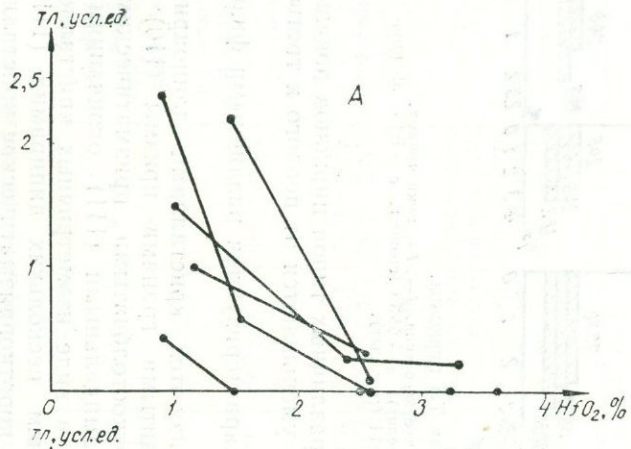


Рис. 2. Зависимость ТЛ от:
 А — HfO_2 ; Б — $\frac{\text{ZrO}_2}{\text{HfO}_2}$; В — α -активности, Г — флуоресценции.

кривые нагревания последних показывают эндоэффект с максимумом 230°, указывающий на выделение воды, и экзоэффект с максимумом 925°, связанный с раскристаллизацией цирконов.

Нами предпринята попытка определения степени влияния химического состава цирконов, главным образом, содержания элементов-примесей (гафний, уран, торий, редкие земли, ниобий и др.) на ТЛ цирконов. Исследовалась также связь ТЛ с α -активностью и флюоресценцией цирконов.

При сравнении химических составов цирконов (табл. 2) четко отмечается увеличение содержания элементов-примесей от первого к третьему типу, что наглядно иллюстрирует на диаграмме содержания (см. рис. 1).

Таблица 2

Содержание элементов-примесей в цирконах, %

Компоненты	Цирконы первого типа			Цирконы второго типа			Цирконы третьего типа		
	Пробы								
	4880	9354	БТ-39	У-2	246	БТ-39	У-2	246	9354
HfO ₂	0,71	0,9	1,15	2,0	2,4	2,3	2,8	3,2	3,6
U ₃ O ₈	—	—	—	0,013	He опр.	He опр.	0,12	0,24	0,21
ThO ₂	0,01	—	—	0,32	0,35	—	He опр.	0,35	0,84
TR ₂ O ₃	0,22	0,33	0,26	0,94	1,8	1,09	3,35	2,34	1,8
Nb ₂ O ₅	—	—	—	Сл.	0,03	0,02	0,006	0,22	0,023
Ta ₂ O ₅	—	—	—	—	0,038	0,006	0,017	—	0,023
TiO ₂	0,12	0,24	0,15	He опр.	0,4	0,23	0,29	0,52	0,38
ZrO ₂	60	59	56	34	36	32	25	23	22
HfO ₂									

Как видно из табл. 2 и рис. 1, устанавливается обратная зависимость интенсивности ТЛ от содержания в цирконах гафния, редких земель, урана и тория. Особенно четкая связь наблюдается между ТЛ и содержанием в цирконах HfO₂ (рис. 2). Соответственно наблюдается резкое увеличение при возрастании отношения ZrO₂:HfO₂ (рис. 2, Б). На графиках 2, Б, В и Г прямыми линиями соединены цирконы трех типов, принадлежащих одной пробе.

Значительное влияние на интенсивность ТЛ цирконов оказывает содержание в них урана и тория, являющихся активными источниками α -излучения. Ранее проведенными исследованиями (Краснобаев, 1964; Максенов, 1965) было установлено, что с возрастанием α -активности ТЛ цирконов резко падает, особенно в поле низких ее значений, что подтверждается и нашими исследованиями (2, Г). Для счета α -частиц использовался радиометр ПС-5М. Точность отсчета $\pm 10\%$.

Нами также установлено, что ТЛ и флюоресценция характеризуются прямой пропорциональной зависимостью (Овчинников и Максенов, 1965). От цирконов первого типа к третьему происходит одновременное увеличение ТЛ и флюоресценции. Измерение флюоресценции цирконов произведено на приборе ФАС-1.

Выводы

1. В древних рудоносных конгломератах можно выделить три типа цирконов, отличающихся по ТЛ, флюоресценции, физическим свойствам и химическому составу.

2. Отмечается зависимость интенсивности ТЛ от содержания в цирконах элементов-гасителей: HfO_2 , TR_2O_3 , U, Th. С увеличением их содержания ТЛ резко падает.

3. Установлена четкая прямая пропорциональная зависимость между ТЛ цирконов и их флюоресценцией.

ЛИТЕРАТУРА

- Изюмский С. И. К вопросу о современном понятии термолюминесценции минералов. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1966, вып. 3.
- Краснобаев А. А. О термолюминесценции цирконов. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1964, ч. 93, вып. 6.
- Максенков В. Г. Термолюминесценция минералов и ее использование в геологии. (Автореф. канд. дисс.). Свердловск, 1965.
- Овчинников Л. Н. и Максенков В. Г. Термолюминесценция минералов и ее использование в геологии. — Труды Первого Урал. петрогр. совещ., т. 3. Свердловск, 1965.

МАГНИТНАЯ СТАБИЛЬНОСТЬ МАГНОМАГНЕТИТОВ

Р. А. МИНИБАЕВ

Горно-геологический институт Башкирского филиала АН СССР

Стабильность намагниченности горных пород зависит от многих факторов, среди которых существенную роль играет состав ферромагнитных минералов, содержащихся в породе. Природные ферромагнитные минералы очень разнообразны по составу. В горных породах помимо более простых ферромагнитных минералов, таких как магнетит, гематит, широко распространены ферромагнитные минералы сложного состава, представляющие собой твердые растворы или образованные в результате изоморфного замещения ионов железа ионами неферромагнитных элементов в кристаллической решетке. Параметры стабильности для первой группы минералов изучены довольно хорошо (Петрова, 1961), а для последней группы они исследованы недостаточно. В связи с тем что изоморфизм распространенное явление также и среди ферромагнитных минералов вопрос о влиянии его на параметры стабильности намагниченности приобретает особый интерес в палеомагнетизме.

Известно, что при изоморфном замещении даже незначительное количество таких ионов, как Ti^{4+} , Mn^{2+} , Mn^{3+} , Mg^{2+} , Mg^{3+} , Ca^{2+} , Al^{3+} , V^{3+} , Si^{4+} , в широких пределах изменяет и магнитные свойства, и параметры кристаллической решетки минерала (Akimoto, 1957; Нагата, 1965). Однако, насколько нам известно, в литературе нет данных, касающихся исследований влияния изоморфного замещения на стабильность остаточной намагниченности. В связи с этим была поставлена задача выяснить, как влияет изменение химического состава минералов, вызванное изоморфным замещением ионов железа ионами неферромагнитных элементов, на их магнитную стабильность. В этой статье излагаются основные результаты, полученные на природных магномагнетитах $(Fe, Mg) Fe_2O_4$.

Для этой цели выбирались образцы из природных магномагнетитов с различным содержанием магния. Они были отобраны из месторождений Камышевский Байкитик, Кавдор и Нижняя Тунгуска (Павлов, 1961). По данным химического анализа, содержание MgO в этих магномагнетитах меняется в пределах от 5 до 15%.

Результаты анализа, а также некоторые магнитные характеристики исследованных образцов приведены в таблице.

Прежде чем начать исследование стабильности, необходимо было убедиться в том, что обнаруженный при химическом анализе магний входит в кристаллическую решетку кристалла, замещая ионы железа. Для этого использовались косвенные методы, основанные на изменении магнитных свойств ферро-

Магнитные характеристики магномagnetитов и их химический состав

№ обр.	Содержание MgO, %	Точка Кюри T_K	$I \cdot 10^{-4}$ CGSM			Q_n	Q_i	Q_t	$\frac{1}{H} \cdot n^2$	Месторождение
			I_n	I_{ri}	I_{rt}					
M-25	6,25	529	24	170	308	0,08	0,59	1,08	—	«Кавдорское»
T-7	9,55	—	2020	202	770	2,30	0,23	0,87	—	«Камышевский Байкитик»
T-8	10,00	—	968	926	960	0,82	0,28	0,82	31	»
T-3a	10,60	—	820	390	948	0,82	0,39	0,96	35	»
T-2a	11,00	496	292	236	565	0,48	0,39	0,93	21	»
M-33	13,00	472	398	525	3750	1,29	1,70	12,20	190	»
M-9	13,80	446	5240	510	565	14,2	1,37	1,52	13	«Нижняя Тунгуска»

Примечание. Химический состав и точка Кюри магномagnetитов заимствованы из материалов Л. В. Колесникова.

магнетиков при изоморфном замещении ионов железа в кристаллической решетке ионами неферромагнитных элементов. Известно, что с увеличением содержания замещающих неферромагнитных ионов в решетке температура Кюри и намагниченность уменьшается (Нагата, 1965).

Как видно из рис. 1, где приведены кривые зависимости намагниченности насыщения исследованных нами магномagnetитов от содержания MgO, происходит уменьшение намагниченности насыщения с увеличением содержания MgO

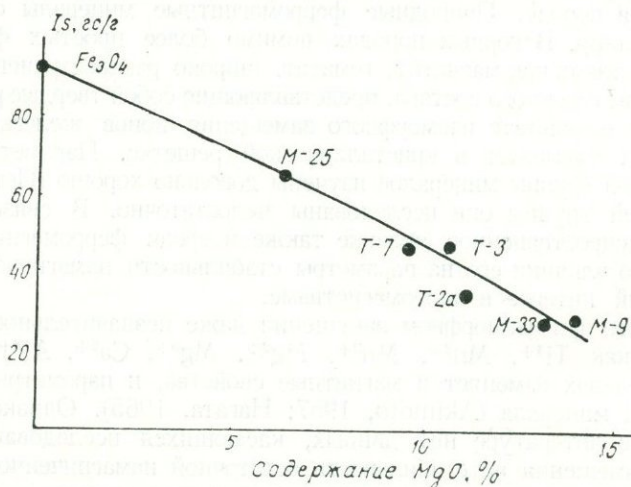


Рис. 1. Зависимость намагниченности насыщения от содержания магния.

в магномagnetитах. Например, в магномagnetитах M-33 и M-9, у которых содержится наибольшее количество MgO, намагниченность насыщения почти в три раза меньше, чем у чистого магнетита. Аналогичная картина наблюдается и с температурой Кюри (см. таблицу) (Барсанов, Колесников, Сергеева, 1965).

Таким образом, приведенные кривые зависимости намагниченности насыщения и данные температуры Кюри от содержания MgO говорят о том, что ионы Mg^{2+} входят в кристаллическую решетку магномagnetита, замещая ионы Fe^{2+} . В противном случае такой зависимости этих магнитных свойств от содержания MgO не наблюдалось бы.

Для исследования стабильности намагниченности выпиливались из каждого магномagnetита образцы кубической формы размером $10 \times 10 \times 10$ мм. Надо сказать, что исследовалась в основном стабильность термо- и идеальной оста-

точной намагниченности, которые создавались в магнитном поле 0,5 э по общепринятой методике. Ввиду того, что I_n сохранилась не во всех образцах, данные стабильности I_n неполные. Стабильность намагниченности испытывали двумя методами — методами постоянного и переменного полей. За параметр стабильности по отношению к постоянному полю принимали разрушающее поле H'_c , как это рекомендуется в литературе (Петрова, 1961). А в качестве параметра стабильности по переменному полю принимали величину такого переменного поля, под действием которого снимается половина первоначальной остаточной намагниченности. Этот параметр обозначили $H_{\sim \frac{1}{2}}$.

Результаты экспериментов приведены на рис. 2, а, б, на которых по осям абсцисс отложены содержания MgO в образцах, по осям ординат — параметры стабильности по постоянному и переменному полям соответственно. Как видно из рис. 2, хотя содержание MgO в образцах изменяется более чем в 2 раза, которое в свою очередь приводит к резкому уменьшению намагниченности насыщения и температуры Кюри (см. рис. 1), определенной закономерности в изменении стабильности не обнаруживается. Эксперимент показывает, что по параметрам стабильности магномангнетиты с наибольшим и наименьшим содержанием MgO мало отличаются друг от друга.

Таким образом, в магномангнетитах, если такие магнитные характеристики, как намагниченность насыщения I_s и температура Кюри θ_k , зависят от содержания магния, то параметры стабильности остаточной намагниченности не обнаруживают никакой зависимости.

Остаточная намагниченность одного из исследованных магномангнетитов (обр. М-33) оказалась во много раз стабильнее, чем у других магномангнетитов. В связи с этим более подробно остановимся на этом образце. Если сравнить параметры стабильности магномангнетита М-33 с параметрами стабильности других магномангнетитов, то заметим следующее. Разрушающие поля термо- и идеальной остаточных намагниченностей всех остальных магномангнетитов не превосходят 10 э

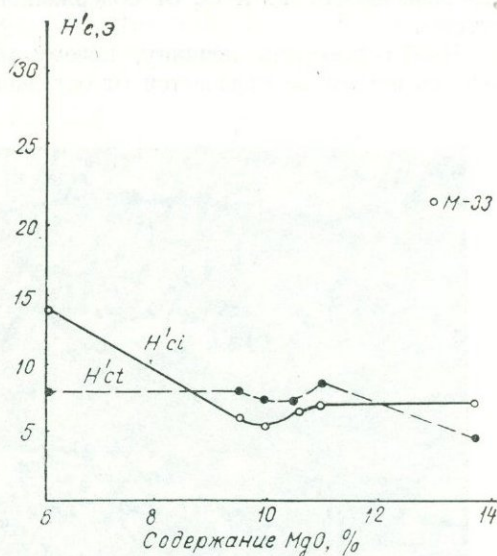


Рис. 2а. Влияние содержания магния на разрушающие поля:

1 — термоостаточной H'_{ct} и 2 — идеальной остаточной H'_{ci} намагниченностей.

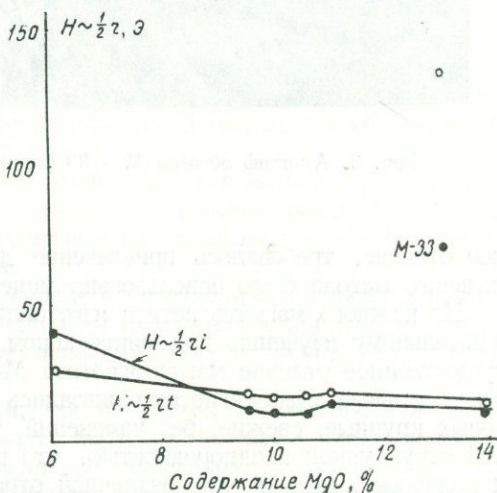


Рис. 2б. Влияние содержания магния на параметры стабильности по переменному полю.

(за исключением H'_{ct} образца М-25), в то время как у магномнетита М-33 $H'_{ct}=22 \text{ э}$, $H_{ct}=55 \text{ э}$. Такие же высокие значения имеют и параметры стабильности по переменному полю $H_{\sim \frac{1}{2}} rt = 70 \text{ э}$; $H_{\sim \frac{1}{2}} rt = 135 \text{ э}$).

Как было показано выше, магномнетит М-33 по температуре Кюри и намагниченности насыщения не представляет исключения и обнаруживает такую же зависимость I_s и Q_k от содержания MgO , как все остальные магномнетиты.

Чтобы выяснить причину, почему магномнетит М-33 по одним магнитным свойствам не отличается от остальных, а по другим — обнаруживает рез-



Рис. 3. Аншлиф образца М — 33 (магномнетит) под микроскопом, $\times 40$.

кое отличие, требовалось привлечение других методов. В качестве дополнительного метода было использовано минералогическое изучение¹.

Из каждого магномнетита изготавливались аншлифы, которые подвергались тщательному изучению под микроскопом. При исследовании было обнаружено существенное отличие магномнетита М-33 от других магномнетитов. Если все остальные магномнетиты оказались структурно однородными, зерна которых крупные, свежие, без изменений, то образец М-33 обладает очень резкой структурной неоднородностью, что проявлялось в различной способности к полировке, существенно различной отражательной способностью и особенно резко при электрическом травлении. При электролитическом травлении внутри зерна была обнаружена очень тонкая и сложная зональность (рис. 3), которую Л. В. Колесников объясняет неравномерным распределением магния

¹ Минералогическое изучение полированных шлифов проводилось Л. В. Колесниковым на кафедре минералогии МГУ.

внутри самого зерна. Такие разновидности магнетита, с ничтожно малыми отклонениями магния в своем составе, образуют самостоятельные, индивидуализированные выделения и взаимочередующиеся зоны внутри одного зерна.

Следует отметить, что структурные неоднородности также были обнаружены в образце М-25, хотя они выражены в меньшей степени, чем в образце М-33, и носят другой характер. Эти неоднородности проявляются в том, что зерна магнетита прорезаны шпинелью. Это приводит к фактическому уменьшению их размера. Этот факт не может не повлиять на параметры стабильности намагниченности (Жилева, Минибаев, 1965). О том, что образцы М-33 и М-25 структурно неоднородны, говорят также кривые образования нормальной остаточной намагниченности, которые приведены на рис. 4.

Как видно, изотермические остаточные намагниченности магнетитов достигают насыщения в полях 300—400 э, а при дальнейшем увеличении магнитного поля не происходит никакого увеличения остаточной намагниченности. Однако остаточные намагниченности образцов М-33 и М-25 даже в полях 800 э далеки от насыщения. Особенно характерен в этом отношении магнетит М-33, который в поле 800 э не обнаруживает даже тенденции к насыщению.

Таким образом, приведенные выше данные позволяют говорить о том, что резкое отличие параметра стабильности образцов М-33 и М-25 от других магнетитов не обусловлено содержанием магния в кристаллической решетке, а объясняется структурной неоднородностью этих образцов.

На основании результатов экспериментальных исследований, проведенных на природных магнетитах, можно сделать следующие выводы:

1. Магнитная стабильность магнетитов в основном определяется структурными особенностями их зерен.

2. Изоморфное замещение ионов железа в кристаллической решетке магнетитом не оказывает существенного влияния на параметры стабильности остаточной намагниченности, если оно не приводит к структурным неоднородностям.

3. Такие магнитные характеристики, как параметры стабильности и остаточная намагниченность насыщения, могут быть использованы для выявления структурных неоднородностей ферромагнитных минералов.

Автор выражает свою искреннюю благодарность Л. В. Колесникову за подбор коллекции образцов и их минералогическое описание.

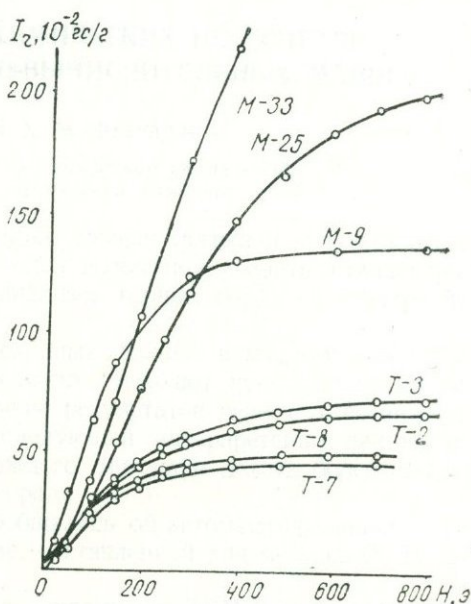


Рис. 4. Кривые образования нормальной остаточной намагниченности магнетитов.

ЛИТЕРАТУРА

Барсанов Г. П., Колесников Л. В. и Сергеева Н. Е. Зависимость точки Кюри природных ферро-шпинелидов от их химического состава.— Проблемы геохимии. М., «Наука», 1965.

- Жилыева В. А., Миннибаев Р. А. Связь параметров магнитной стабильности и коэффициента магнитной вязкости с размером частиц ферромагнитных минералов. — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1965, № 4.
- Нагата Т. Магнетизм горных пород. М., «Мир», 1965.
- Павлов Н. В. Магнитомагнетитовые месторождения района Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 52.
- Петрова Г. Н. Лабораторная оценка стабильности остаточной намагниченности горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Akimoto S. Magnetic properties of $TiFe_2O_4 - Fe_2O_3 - Fe_3O_4$ system and their change with oxidation. — J. Geomagn. and Geoelect., 1957, vol. 9, № 4, p. 165—78.

АВТОМАТИЗАЦИЯ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ПЕРЕСЧЕТОВ С ПРИМЕНЕНИЕМ ЭЛЕКТРОННО-ВЫЧИСЛИТЕЛЬНЫХ МАШИН

Л. А. ХОЛОДНОВ, Х. М. ФУРМАН

*Уральское территориальное геологическое управление,
Магнитогорский металлургический комбинат*

Небольшой объем исходной информации, четкая логика и простота расчетов существующих петрохимических методов позволяют создать стандартные программы для пересчетов химических анализов горных пород на электронно-вычислительных машинах (ЭВМ).

В конечном итоге, за один ввод исходных данных в машину можно получить результаты пересчетов по нескольким методам при незначительных затратах труда и расходе времени. Наличие результатов пересчета по нескольким методам дает возможность при последующей интерпретации данных пересчета использовать преимущества каждого метода и делать более обоснованные выводы относительно химизма пород.

Ранее (Фурман, Холоднов, 1964) сообщалось об автоматизированном пересчете на ЭВМ по стандартной программе, составленной для методов А. Н. Заварицкого и «чисел» П. Ниггли.

В настоящей статье обобщается опыт применения ЭВМ в петрохимических пересчетах с учетом новых результатов работ по автоматизации пересчетов по нормативно-молекулярному методу П. Ниггли и методу Т. Барта. Разработка алгоритмов петрохимических методов осуществлена в Магнитогорской комплексной геолого-разведочной партии (КГРП). Программирование и практические пересчеты проведены вычислительным центром Магнитогорского металлургического комбината на ЭВМ «Урал-1»¹.

Исходными данными для пересчетов служат весовые проценты тринадцати компонентов анализа, которые записываются в формуляр исходных данных в строго определенном порядке (табл. 1).

Алгоритмы методов А. Н. Заварицкого, Т. Барта и «чисел» П. Ниггли здесь не приводятся, поскольку при программировании этих методов использовались практически готовые алгоритмы, изложенные в соответствующих руководствах (Заварицкий, 1952; Четвериков, 1956). Ниже излагается алгоритм нормативно-молекулярного метода П. Ниггли. В основу этого алгоритма легли расчетные формулы исходных молекул и нормативных минералов, полученные при математизации данного метода.

Во всех формулах для сокращения будут употребляться только индексы окисленных элементов, при этом подразумеваются атомные количества соответствующих компонентов анализа.

1. Определяется сумма весовых процентов.

¹ Авторы выражают благодарность В. Н. Кузьмичевой, принимавшей участие в работе.

Таблица 1

Результаты пересчета на ЭВМ

Компоненты	Вес. %	Ат. колич.	Метод Т. Барта		Метод А. Н. Заварицкого		Нормативно-молекулярный метод П. Ниггли					Метод «чисел» П. Ниггли	
			Количество ионов		Числовые характеристики	Исходные молекулы	Нормативные минералы			Числовая характеристика			
							«основные»	«дополнительные»					
SiO ₂	66.90	1113.8	K	0024	<i>a</i>	15.30	Kp	014.98	Qv	018.07	Fe—Cord	<i>al</i>	36.238
TiO ₂	00.58	0007.2	Na	0038	<i>c</i>	01.61	Ks	000.00	Or	024.96	Sil	<i>fm</i>	26.935
Al ₂ O ₃	13.93	0273.2	Ca	0014	<i>b</i>	07.03	Ne	023.76	Ab	039.59	Ns'	<i>c</i>	06.904
Fe ₂ O ₃	01.23	0015.4	Mg	0006	<i>s</i>	76.04	Ns	000.00	An	006.81	Ks'	<i>alk</i>	29.922
FeO	05.34	0074.2	Fe ²⁺	0041	<i>a'</i>	00.00	Cal	004.09	Ne	000.00	Ns	<i>si</i>	295.39
MnO	00.09	0001.2	Fe ³⁺	0013	<i>f'</i>	87.58	Cs	000.19	En	001.22	Ks	<i>ii</i>	01.925
MgO	00.43	0010.6	Al	0226	<i>m'</i>	10.27	Sp	000.00	Hy	006.93	K—Ac	<i>mg</i>	00.105
CaO	01.46	0026.0	Ti	0008	<i>c'</i>	02.13	Hx	000.00	Wo	000.25	Fns	<i>o</i>	00.151
Na ₂ O	04.29	0138.4	Si	1225	<i>n</i>	61.33	C	000.00	Ac	000.00	Fks	<i>k</i>	00.386
K ₂ O	04.11	0087.2	C	0000	<i>G</i>	14.84	Fs	001.32	Fo	000.00	Ru	<i>t</i>	00.587
H ₂ O	00.00		P	0000	<i>t</i>	00.64	Fo	000.92	Fa	000.00	Cal	<i>qz</i>	0075.7
P ₂ O ₅	00.00		O	1600	<i>Q</i>	19.85	Fa	006.48	Ilm	000.83	Cs		
CO ₂	00.00		OH	0000	<i>a/c</i>	009.4	Ru	000.42	Mt	001.32	Kp		
			Σ	1295	<i>a</i>	09.54	Q	047.85	Hm	000.00	Sp		
							L	042.82	Cord	000.00	Hx		
						Класс по- роды 1	M	008.91	Σ	100.00	C		
							Q	048.27			Σ		
Σ	98.36						Σ	100.00					

2. Весовые проценты переводятся в атомные количества делением весовых процентов окислов на константы перевода, которые при программировании вычисляются заранее для каждого компонента по формуле:

$$K = \frac{M_v}{n \cdot 100},$$

где M_v — молекулярный вес окисла;

n — количество атомов окисленного элемента, входящего в формулу окисла.

3. Определяется сумма атомных количеств всех окислов Σ .

4. Определяется сумма атомных количеств $FeO + MnO$; в дальнейшем будем обозначать эту сумму Fe^{2+} .

5. Вычисляются величины, определяющие логические условия метода и входящие в расчетные формулы исходных молекул:

$$\begin{aligned} 1) \Sigma_1 &= K + Na; & 3) \Sigma_3 &= \Sigma_2 + 2Mg; \\ 2) \Sigma_2 &= \Sigma_1 + 2Ca; & 4) \Sigma_4 &= \Sigma_3 + 2Fe^{2+}. \end{aligned}$$

Далее вычисляются исходные молекулы.

6. Калиофилит Kp :

а. при $Al < K$

$$Kp = \frac{3Al}{\Sigma} \cdot 100\%$$

б. при $Al > K$

$$Kp = \frac{3K}{\Sigma} \cdot 100\%$$

8. Нефелин Ne :

а. при $Al < K$

$$Ne = 0$$

б. при $Al > K$

1) при $Al > \Sigma_1$

$$Ne = \frac{3Na}{\Sigma} \cdot 100\%$$

2) при $Al < \Sigma_1$

$$Ne = \frac{3(Al - K)}{\Sigma} \cdot 100\%$$

10. Кальций-алюминат Cal :

а. при $Al < \Sigma_1$

$$Cal = 0$$

б. при $Al > \Sigma_1$

1) при $Al > \Sigma_2$

$$Cal = \frac{3Ca}{\Sigma} \cdot 100\%$$

2) при $Al < \Sigma_2$:

$$Cal = \frac{3}{2} \frac{(Al - \Sigma_1)}{\Sigma} \cdot 100\%$$

12. Шпинель Sp :

а. при $Al < \Sigma_2$

$$Sp = 0$$

б. при $Al > \Sigma_2$

7. Кали-силикат Ks :

а. при $Al < K$

$$Ks = \frac{3}{2} \frac{(K - Al)}{\Sigma} \cdot 100\%$$

б. при $Al > K$

$$Ks = 0$$

9. Натр-силикат Ns :

а. при $Al < K$

$$Ns = \frac{3}{2} \frac{Na}{\Sigma} \cdot 100\%$$

б. при $Al > K$

1) при $Al > \Sigma_1$

$$Ns = 0$$

2) при $Al < \Sigma_1$

$$Ns = \frac{3}{2} \frac{(\Sigma_1 - Al)}{\Sigma} \cdot 100\%$$

11. Кальций-силикат Cs :

а. при $Al < \Sigma_1$

$$Cs = \frac{3}{2} \frac{Ca}{\Sigma} \cdot 100\%$$

б. при $Al > \Sigma_1$

1) при $Al > \Sigma_2$

$$Cs = 0$$

2) при $Al < \Sigma_2$

$$Cs = \frac{3}{4} \frac{(\Sigma_2 - Al)}{\Sigma} \cdot 100\%$$

13. Герцинит $Hз$:

а. при $Al < \Sigma_3$

$$Hз = 0$$

б. при $Al > \Sigma_3$

$$1) \text{ при } Al > \Sigma_3$$

$$Sp = \frac{3Mg}{\Sigma} \cdot 100\%$$

$$2) \text{ при } Al < \Sigma_3$$

$$Sp = \frac{3}{2} \frac{(Al - \Sigma_2)}{\Sigma} \cdot 100\%$$

14. Корунд С:

$$a. \text{ при } Al < \Sigma_4$$

$$C = 0$$

$$b) \text{ при } Al > \Sigma_4$$

$$C = \frac{Al - \Sigma_4}{\Sigma} \cdot 100\%$$

17. Форстерит Fo:

$$a. \text{ при } Al < \Sigma_2$$

$$Fo = \frac{3}{2} \frac{Mg}{\Sigma} \cdot 100\%$$

$$b. \text{ при } Al > \Sigma_2$$

$$1) \text{ при } Al > \Sigma_3$$

$$Fo = 0$$

$$2) \text{ при } Al < \Sigma_3$$

$$Fo = \frac{3}{4} \frac{(\Sigma_3 - Al)}{\Sigma} \cdot 100\%$$

$$1) \text{ при } Al > \Sigma_4$$

$$Hz = \frac{3Fe^{2+}}{\Sigma} \cdot 100\%$$

$$2) \text{ при } Al < \Sigma_4$$

$$Hz = \frac{3}{2} \frac{(Al - \Sigma_3)}{\Sigma} \cdot 100\%$$

15. Феррисиликат Fs:

$$Fs = \frac{3}{2} \frac{Fe^{3+}}{\Sigma} \cdot 100\%$$

16. Рутил Ru

$$Ru = \frac{Ti}{\Sigma} \cdot 100\%$$

18. Фаялит Fa:

$$a. \text{ при } Al < \Sigma_3$$

$$Fa = \frac{3}{2} \frac{Fe^{2+}}{\Sigma} \cdot 100\%$$

$$b. \text{ при } Al > \Sigma_3$$

$$1) \text{ при } Al > \Sigma_4$$

$$Fa = 0$$

$$2) \text{ при } Al < \Sigma_4$$

$$Fa = \frac{3}{4} \frac{(\Sigma_4 - Al)}{\Sigma} \cdot 100\%$$

19. Определяется содержание исходной молекулы кварца Q^I :

$$Q^I = \frac{Si}{\Sigma} \cdot 100 - \frac{1}{3} (Kp + Ks + Ne + Ns + Cs + Fs + Fo + Fa).$$

20. Определяются проекционные группы:

$$a. L = Kp + Ne + CaI;$$

$$b. M = Cs + Fo + Fa + Ns + Ks + Fs;$$

$$v. Q + Q^I + Ru.$$

21. Для контроля определяется суммарное содержание всех исходных молекул Σ_5 , эта величина должна быть равна 100%.

После вычисления исходных молекул приступаем к формированию нормативных минералов; одновременно подсчитываются в каждом случае остатки количеств исходных молекул, которые расходовались на образование нормативных минералов. Пересчет производится по стандартному, наиболее обычному, варианту. Определяются следующие величины:

22. Fns и Fks, где $Fns = \frac{1}{3} NaFe^{3+}SiO_4$, а $Fks = \frac{1}{3} KFe^{3+}SiO_4$:

$$a. \text{ при } Fs > Ns + Ks$$

$$Fns = 2Ns$$

$$Fks = 2Ks$$

$$Fs_1 = Fs - (Ns + Ks)$$

$$Ns_1 = 0$$

$$Ks_1 = 0$$

$$b. \text{ при } Fs < Ns + Ks$$

$$Fns = 2 \frac{Fs \cdot Ns}{Ns + Ks}$$

$$Fks = 2 \frac{Fs \cdot Ks}{Ns + Ks}$$

$$Fs_1 = 0$$

$$Ns = \frac{Ns (Ns + Ks - Fs)}{Ns + Ks}$$

$$Ks = \frac{Ks (Ns + Ks - Fs)}{Ns + Ks}$$

23. Ильменит Im

$$a. \text{ при } 3Ru < 2Fa$$

$$b. \text{ при } 3Ru > 2Fa$$

$$\Pi_{\text{II}} = 2Ru$$

$$Ru_1 = 0$$

$$Fa_1 = \frac{2Fa - 3Ru}{2}$$

$$Q^{\text{II}} = \frac{1}{2} Ru$$

24. Магнетит Mt:

а. при $F_{S_1} < 2Fa_1$

$$Mt = F_{S_1}$$

$$F_{S_2} = 0$$

$$Fa_2 = \frac{2Fa_1 - F_{S_1}}{2}$$

$$Q^{\text{III}} = \frac{1}{2} F_{S_1}$$

25. Гематит Π_{III} :

$$\Pi_{\text{III}} = \frac{2}{3} F_{S_2}$$

$$Q^{\text{IV}} = \frac{1}{3} F_{S_2}$$

27. Анортит Ап:

а. при $2Ca_1 < 3Q_{\Sigma}$

$$Aп = \frac{5}{3} Ca_1$$

$$Ca_{11} = 0$$

$$Q_1 = \frac{3Q_{\Sigma} - 2Ca_1}{3}$$

28. Волластонит Wo :

а. при $Cs < 3Q_1$

$$Wo = \frac{4}{3} Cs$$

$$Cs = 0$$

$$Q_2 = \frac{3Q_1 - Cs}{3}$$

29. Акмит (эгирин) Ac и K -акмит $K - Ac$:

а. при $F_{ns} + F_{ks} < 3Q_2$

$$Ac = \frac{4}{3} F_{ns}$$

$$K - Ac = \frac{4}{3} F_{ks}$$

$$Q_3 = \frac{3Q_2 - (F_{ns} + F_{ks})}{3}$$

$$F_{ns_1} = 0$$

$$F_{ks_1} = 0$$

30. Ns' и Ks' , где $Ns' = \frac{1}{4} Na_2Si_2O_5$, а $Ks' = \frac{1}{4} K_2Si_2O_5$

$$\Pi_{\text{II}} = \frac{4}{3} Fa$$

$$Ru_1 = \frac{3Ru - 2Fa}{3}$$

$$Fa_1 = 0$$

$$Q^{\text{II}} = \frac{1}{3} Fa$$

б. при $F_{S_1} > 2Fa_1$

$$Mt = 2Fa_1$$

$$F_{S_2} = F_{S_1} - 2Fa_1$$

$$Fa_2 = 0$$

$$Q^{\text{III}} = Fa_1$$

26. Общее количество

кремнезема Q_{Σ} :

$$Q_{\Sigma} = Q^{\text{I}} + Q^{\text{II}} + Q^{\text{III}} + Q^{\text{IV}}$$

б. при $2Ca_1 > 3Q_{\Sigma}$

$$Aп = \frac{5}{2} Q_{\Sigma}$$

$$Ca_{11} = \frac{2Ca_1 - 3Q_{\Sigma}}{2}$$

$$Q_1 = 0$$

б. при $Cs > 3Q_1$

$$Wo = 4Q_1$$

$$Cs_1 = Cs - 3Q_1$$

$$Q_2 = 0$$

б. при $F_{ns} + F_{ks} > 3Q_2$

$$Ac = 4 \frac{Q_2 \cdot F_{ns}}{F_{ns} + F_{ks}}$$

$$K - Ac = 4 \frac{Q_2 \cdot F_{ks}}{F_{ns} + F_{ks}}$$

$$Q_3 = 0$$

$$F_{ns_1} = \frac{F_{ns} (F_{ns} + F_{ks} - 3Q_2)}{F_{ns} + F_{ks}}$$

$$F_{ks_1} = \frac{F_{ks} (F_{ns} + F_{ks} - 3Q_2)}{F_{ns} + F_{ks}}$$

а. при $Ns_1 + Ks_1 < 3Q_3$

$$Ns' = \frac{4}{3} Ns_1$$

$$Ks = \frac{4}{3} Ks_1$$

$$Q_4 = \frac{3Q_3 - (Ns_1 + Ks_1)}{3}$$

$$Ns_2 = 0$$

$$Ks_2 = 0$$

31. Ортоклаз Or:

а. при $2Kp < 3Q_4$

$$Or = \frac{5}{3} Kp$$

$$Kp_1 = 0$$

$$Q_5 = \frac{3Q_4 - 2Kp}{3}$$

32. Альбит Ab:

а. при $2Ne < 3Q_5$

$$Ab = \frac{5}{3} Ne$$

$$Ne_1 = 0$$

$$Q_6 = \frac{3Q_5 - 2Ne}{3}$$

33. Кордиерит Cord и Fe-кордиерит Fe=Cord

а. при $5(Sp + Hz) < 6Q_6$

$$Cord = \frac{11}{6} sp$$

$$Fe=Cord = \frac{11}{6} Hz$$

$$Q_7 = \frac{6Q_6 - 5(Sp + Hz)}{6}$$

$$Sp_1 = 0$$

$$Hz = 0$$

34. Силлиманит Sil:

а. при $C < 2Q_7$

$$Sil = \frac{3}{2} C$$

$$C_1 = 0$$

$$Q_8 = \frac{2Q_7 - C}{2}$$

35. Энстатит En и гиперстен Ну:

а. при $Fo + Fa_2 < 3Q_8$

$$En = \frac{4}{3} Fo$$

б. при $Ns_1 + Ks_1 > 3Q_3$

$$Ns' = 4 \frac{Q_3 \cdot Ns_1}{Ns_1 + Ks_1}$$

$$Ks' = 4 \frac{Q_3 \cdot Ks_1}{Ns_1 + Ks_1}$$

$$Q_4 = 0$$

$$Ns_2 = \frac{Ns_1 (Ns_1 + Ks_1 - 3Q_3)}{Ns_1 + Ks_1}$$

$$Ks_2 = \frac{Ks_1 (Ns_1 + Ks_1 - 3Q_3)}{Ns_1 + Ks_1}$$

б. при $2Kp > 3Q_4$

$$Or = \frac{5}{2} Q_4$$

$$Kp_1 = \frac{2Kp - 3Q_4}{2}$$

$$Q_5 = 0$$

б. при $2Ne > 3Q_5$

$$Ab = \frac{5}{2} Q_5$$

$$Ne_1 = \frac{2Ne - 3Q_5}{2}$$

$$Q_6 = 0$$

б. при $5(Sp + Hz) > 6Q_6$

$$Cord = \frac{11}{5} \frac{Q_6 \cdot Sp}{Sp + Hz}$$

$$Fe=Cord = \frac{11}{5} \frac{Q_6 \cdot Hz}{Sp + Hz}$$

$$Q_7 = 0$$

$$Sp_1 = \frac{P [5(Sp + Hz) - 6Q_6]}{5(Sp + Hz)}$$

$$Hz = \frac{Hz [5(Sp + Hz) - 6Q_6]}{5(Sp + Hz)}$$

б. при $C > 2Q_7$

$$Sil = 3Q_7$$

$$C_1 = C - 2Q_7$$

$$Q_8 = 0$$

б. при $Fo + Fa_2 > 3Q_8$

$$En = 4 \frac{Q_8 \cdot Fo}{Fo + Fa_2}$$

$$N_y = \frac{4}{3} Fa_2$$

$$Q_9 = \frac{3Q_8 - (Fo + Fa_2)}{3}$$

$$Fo_1 = 0$$

$$Fa_3 = 0$$

$$N_y = \frac{4Q_8 \cdot Fa_2}{Fo + Fa_2}$$

$$Q_9 = 0$$

$$Fo_1 = \frac{Fo(Fo + Fa_2 - 3Q_8)}{Fo + Fa_2}$$

$$Fa_3 = \frac{Fa_2(Fo + Fa_2 - 3Q_8)}{Fo + Fa_2}$$

Печать результатов пересчета. Программа состоит из двух частей. Первая часть — программа пересчета по нормативно-молекулярному методу

Таблица 2

Нормативные минералы

«Основные»		«Дополнительные»	
Индекс по алгоритму	Название минерала	Индекс по алгоритму	Название минерала
Q ₉ . . .	Кварц	Fe-Cord	Железистый кордиерит
Or . . .	Ортоклаз	Sil . . .	Силлиманит
Ab . . .	Альбит	Ns' . . .	$\frac{1}{4}$ Na ₂ Si ₂ O ₅
An . . .	Анортит	Ks' . . .	$\frac{1}{4}$ K ₂ Si ₂ O ₅
Ne ₁ . . .	Нефелин	Ns ₂ . . .	Натр-силикат
En . . .	Энстатит	Ks ₂ . . .	Кали-силикат
Ny . . .	Гиперстен	K—Ac . . .	Калиевый акмит
Wo . . .	Волластонит	Fns ₁ . . .	$\frac{1}{3}$ NaFe ³⁺ SiO ₄
Ac . . .	Эгирин (акмит)	Fks ₁ . . .	$\frac{1}{3}$ KFe ³⁺ SiO ₄
Fo ₁ . . .	Форстерит	Ru ₁ . . .	Рутил
Fa ₃ . . .	Фаялит	Cal ₁ . . .	Кальций-алюминат
Pm . . .	Ильменит	Cs ₁ . . .	Кальций-силикат
Mt . . .	Магнетит	Kp ₁ . . .	Калиофиллит
Hm . . .	Гематит	Sp ₁ . . .	Шпинель
Cord . . .	Кордиерит	HZ ₁ . . .	Герцинит
		C ₁ . . .	Корунд
Σ ₆ . . .		Σ ₇ . . .	

П. Ниггли. Вторая часть реализует три метода: А. Н. Заварицкого, «чисел» П. Ниггли и Т. Барта. Программа может осуществлять пересчет либо только по методам Заварицкого и «чисел» П. Ниггли, либо только по методу Т. Барта, либо по всем методам сразу.

Результаты пересчета выдаются печатающим устройством машины последовательностью пятиразрядных чисел. Значения и масштабы получаемых чисел приводятся в табл. 1 на примере пересчета анализа граносиенита:

Гора Разборная, Кара-Булакский массив. Проба № 22037.

Описание породы

Граносиенит роговообманковый среднезернистый розовато-серый. Структура гранитная, участками микропегматитовая. В составе породы: кварц 20%, ортоклаз 23% (из них 50% — микропегматиты), пелитизированный плагиоклаз (олигоклаз № 21) 47%, хлоритизированная обманка 8% и титаномагнетит 2%.

При пересчете по нормативно-молекулярному методу П. Ниггли на печать выдаются:

1) номер пробы;

2) сумма весовых процентов;
3) далее следует 14 значений исходных молекул и 3 проекционных числа. Последней в этой группе чисел печатается контрольная сумма содержаний исходных молекул, которая должна быть равна 100%;

4) затем на печать выдаются нормативные минералы, «основные» и «дополнительные», значения которых и порядок видны из табл. 2.

Как видно из табл. 2, в подавляющем большинстве случаев содержания «дополнительных» минералов равны нулю. Поэтому, чтобы сократить печать, сначала анализируется суммарное содержание основных минералов (Σ_6); если эта величина равна 100%, то остальные характеристики не печатаются. Если же Σ_6 меньше 100%, то на печать выдаются также численные значения «дополнительных» минералов. Для контроля подсчитывается общая сумма характеристик всех нормативных минералов (Σ_7). Эта величина должна быть равна 100%.

Если считать по всем трем методам второй части программы, то:

а) первыми выдаются на печать номер рассчитываемой пробы и сумма весовых процентов;

б) следующее число — шифр класса породы по А. Н. Заварицкому: 1 — нормальный ряд; 2 — пересыщенные алюминием; 3 — пересыщенные щелочами; 4 — сильно пересыщенные щелочами;

в) затем следует группа из 38 чисел, определяющих атомные количества компонентов анализа, характеристики А. Н. Заварицкого, анортитовое число и «числа» П. Ниггли;

г) последние 14 чисел, выдаваемых на печать, означают характеристики по Т. Барту.

Эффективность применения ЭВМ в петрохимических пересчетах

Применение ЭВМ имеет наибольшую эффективность в тех случаях, где по наибольшему числу исходных данных проводится большой объем вычислительных операций и определяется множество искомым. Именно к такому типу инженерных задач относятся петрохимические пересчеты.

Составленная программа позволяет за 1 ч машинного времени производить пересчеты 120 проб по нормативно-молекулярному методу П. Ниггли, такую же производительность ЭВМ «Урал-1» имеет при пересчете анализов одновременно по методам А. Н. Заварицкого, Т. Барта и «чисел» П. Ниггли.

Общая стоимость одного машинного пересчета по всем четырем методам составляет не более 25 коп. Эти затраты в десятки раз меньше, чем при использовании обычных вычислительных средств.

Опыт автоматизированного пересчета 1500 проб показал хорошие результаты. Применение ЭВМ позволило значительно сократить затраты рабочего времени, повысить точность расчетов, исключить случайные ошибки при пересчетах.

ЛИТЕРАТУРА

- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных пород. М., Изд-во АН СССР, 1952.
Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. М., Госгеолтехиздат, 1956.
Фурман Х. М., Холоднов Л. А. Использование электронно-вычислительной машины «Урал-1» в петрохимических пересчетах. — Разведка и охрана недр, 1964, № 12.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОБ УСТОЙЧИВОСТИ СОСТАВА ХРОМИТОВЫХ РУД

А. Т. БАЗИЛЕВСКИЙ

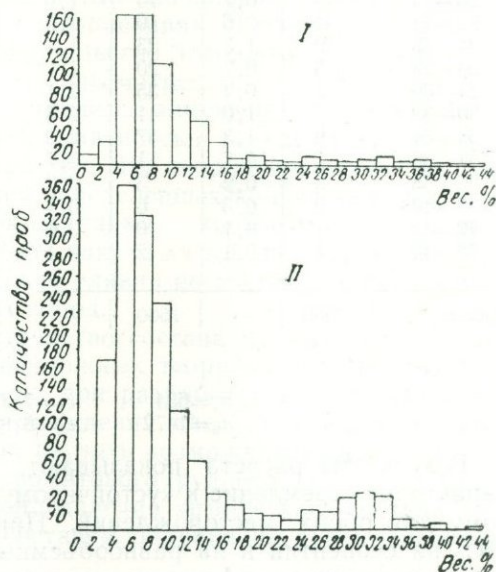
Геологическое управление центральных районов

Происхождение хромитовых месторождений, связанных с интрузиями альпинотипных гипербазитов, до сих пор является проблемой, и решение ее, по-видимому, следует искать в особенностях строения и состава самих хромитовых руд. Одной из интересных особенностей месторождения этого типа является устойчивость состава хромитовых руд. Впервые эту особенность подметил Г. А. Соколов (1948), который, изучая хромитовые месторождения Урала, пришел к выводу, что на этих месторождениях преобладают руды, содержащие 76—90% хромита и 10—24% серпентина. Последующие исследователи не занимались этой характерной особенностью строения месторождений, и в настоящее время она почти забыта. Однако она имеет важное генетическое значение, и поэтому требует тщательной проверки, которая и была проведена нами по материалам разведки последних лет на месторождениях Кемпирсайского массива.

На двух месторождениях массива были собраны все данные опробования по разведочным скважинам на глубинах более 100 м от поверхности. Ограничение по глубине было предпринято с целью исключения влияния выветривания, усложняющего химический состав руд.

Следует отметить, что опробованию подвергалось любое видимое оруденение независимо от густоты вкрапленности. Интервалы опробования для всех изученных рудных тел практически одинаковы. Поэтому количество проб с тем или иным содержанием какого-либо компонента в руде отражает частоту встречаемости данного содержания компонента в руде.

Ниже излагаются результаты исследования вариаций содержания SiO_2 в рудах этих месторождений. Этому компоненту было отдано предпочтение перед остальными потому, что содержание его однозначно



Распределение SiO_2 в хромитовых рудах месторождений Кемпирсайской группы.

I — месторождение А, $\Sigma = 685$; II — месторождение В, $\Sigma = 1660$.

**Распределение содержания SiO₂
в хромитовых рудах месторождений
Кемпирсайского массива**

Интервал содержания SiO ₂ , %	Число проб, приходящихся на данный интервал			
	Месторож- дение А		Месторож- дение Б	
	абс. ед.	%	абс. ед.	%
2—4	25	3,6	187	11,3
4—6	165	24,1	378	22,7
6—8	165	24,1	345	20,7
8—10	111	16,3	249	15,0
10—12	60	8,7	132	8,0
12—14	49	7,1	76	4,6
14—16	25	3,6	39	2,3
16—18	8	1,2	27	1,6
18—20	11	1,6	18	1,1
20—22	5	0,7	16	1,0
22—24	4	0,6	10	0,6
24—26	9	1,3	23	1,4
26—28	5	0,7	20	1,2
28—30	3	0,4	35	2,1
30—32	7	1,0	41	2,5
32—34	9	1,3	37	2,2
34—36	5	0,7	11	0,7
36—38	6	0,9	3	0,2
38—40	2	0,3	6	0,4
40—42	1	0,1	0	0,0
42—44	1	0,1	2	0,1
Всего . . .	686	—	1660	—

$$n_1=634$$

$$n_2=1472$$

$$c_1=7,47$$

$$c_2=6,83$$

$$\varepsilon_1=1,75$$

$$\varepsilon_2=1,95$$

Результаты расчета показывают, что для данных месторождений характерно стремление к «устойчивому» в отношении SiO₂ составу, близкому для обоих месторождений. При пересчете средних содержаний SiO₂ на серпентин и на равнообъемный с ним оливин установлено, что для месторождения А характерна тенденция к образованию руды с содержанием около 17 вес. % серпентина (~21% равнообъемного с ним оливина), а для месторождения Б — тенденция к образованию руды с содержанием около 15 вес. % серпентина (~19% оливина).

Таким образом, результаты статистической обработки данных опробования последних лет на месторождениях Кемпирсайского массива подтверждают реальность существования устойчивости состава хромитовых руд Урала. Как уже говорилось выше, она имеет генетическое значение.

В настоящее время существует две точки зрения на образование хромитовых руд Урала. Сторонники одной (Соколов, 1948; Колотилов, 1966; Павлов, Чупрынина, 1966) считают, что хромитовые месторождения Урала и, в первую очередь, месторождения Кемпирсайского массива образовались в результате внедрения в верхние части ультраосновных интрузий жидкого рудносиликатного расплава. Кристаллизация этого расплава привела к образованию хромитовых руд. Сторонники другой точки зрения (Бакиров, 1963; Зимин, 1963; Варлаков, 1966), основываясь на установленных на некоторых месторождениях фактах мета-

определяет содержание серпентина в руде, по которому легко можно рассчитать первичный (до серпентинизации) минеральный состав руды.

Результаты анализа были собраны в сгруппированные ряды с интервалом в 2%. Пограничное значение относилось к большему интервалу. Распределение содержания SiO₂ в рудах исследуемых месторождений показано в таблице и на рисунке.

Из рисунка видно, что в данных выборках нашли отражение две совокупности, граница между которыми проводится по интервалу 22—24%. Первая из них, охватывающая интервалы с 0—2 до 20—22, соответствует распределению SiO₂ в руде, а вторая — от 24—26 до 42—44, соответствует распределению SiO₂ во вмещающих руду ультраосновных породах. Интересующее нас первое распределение исследовано на бланке Н. К. Разумовского, в результате было найдено, что оно для обоих месторождений соответствует логнормальному с параметрами:

соматического замещения оливина хромитом, считают, что хромитовые месторождения образовались в результате метасоматической хромитизации ультраосновных пород. Рассмотрим, как эти гипотезы согласуются с фактом устойчивости состава хромитовых руд.

Первая из этих гипотез, гистеромагматическая, не противоречит факту устойчивости состава, так как она легко объясняется устойчивостью состава исходного рудносиликатного расплава. Такая позиция является неопровержимой, поскольку о составе рудного расплава и о самой возможности его существования нет никаких данных.

Гипотеза метасоматического генезиса хромитовых месторождений предполагает, что хромитовые рудные тела возникают при прогрессивной хромитизации ультраосновных пород вдоль зон тектонических нарушений. Развитие этого процесса может происходить двумя путями. Первый из них заключается в том, что исходная ультраосновная порода метасоматически замещается хромитом. Оливин из хромитовых руд в этом случае представляет собой реликт замещаемого минерала. Но, как указывается в работе Д. С. Коржинского (1966), в метасоматических образованиях замещающий и замещаемый минерал не могут находиться в определенных количественных соотношениях. Поэтому устойчивость состава хромитовой руды есть свидетельство того, что образование ее шло по пути, отличному от только что рассмотренного.

Второй путь метасоматического процесса заключается в том, что исходная ультраосновная порода метасоматически замещается новообразованным агрегатом оливина и хромита. Из теории метасоматоза следует, что в этом случае образование определенных количественных соотношений между двумя новообразованиями — хромитом и оливином руды — вполне возможно. Но если это так, то из той же теории вытекает и другое следствие: новообразованный оливин по составу должен заметно отличаться от оливина исходных пород.

Таким образом, установив постоянство состава хромитовых руд, мы тем самым сужаем круг выбора возможных теорий относительно образования этих хромитов. В частности, при разработке метасоматической модели генезиса хромитовых месторождений следует отвергнуть вариант «чистой» хромитизации, а надо изучить возможности метасоматического образования всего оливин-хромитового рудного агрегата. Это, в свою очередь, требует надежных определений химического состава оливинов из руды и сравнения их с составом оливина из рудовмещающих гипербазитов.

ЛИТЕРАТУРА

- Бакиров А. Г. О происхождении дунитов и хромитов Кемпирсайского гипербазитового массива. — Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Первого Урал. петрогр. совещ., т. 1. Свердловск, 1963.
- Варлаков А. С. Роль оливинизации в формировании дунитов Урала. — Материалы ко второй конференции по околорудному метасоматизму. Л., 1966.
- Зимин С. С. О составе и парагенезисах храмшпинелидов в ультраосновных породах. — Геология и геофизика, 1963, № 10.
- Колотилов Л. И. Околорудные изменения пород, вмещающих хромитовые месторождения юго-востока Кемпирсайского гипербазитового массива (Южный Урал). — Материалы ко второй конференции по околорудному метасоматизму. Л., 1966.
- Коржинский Д. С. Проблемы формирования и оруденения гипербазитовых массивов. — Геология рудных месторождений, 1966, № 2.
- Павлов Н. В., Чупрынина И. И. Некоторые итоги изучения процессов формирования хромитовых месторождений Кемпирсайского ультраосновного массива. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1966, № 1.
- Соколов Г. А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения. — Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 97.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МАРГАНЦЕВОНОСНОСТИ ТАГИЛО-КУШВИНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

И. Е. ШАДРИН

Уральское территориальное геологическое управление

Тагило-Кушвинский район расположен на восточном склоне Среднего Урала. Во второй половине прошлого столетия в районе были открыты Сапальское, Липовское и Казанское месторождения марганца и ряд более мелких рудопроявлений.

Разведанные запасы этих месторождений были крайне незначительны. Сапальское месторождение практически полностью отработано. На Казанском месторождении еще в дореволюционное время для нужд Кушвинского завода было добыто около 40 тыс. т бедных марганцевых руд с содержанием марганца от 11,1 до 28,6% (Станкевич, 1933).

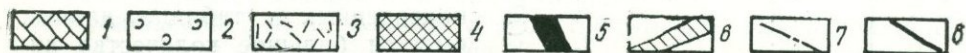
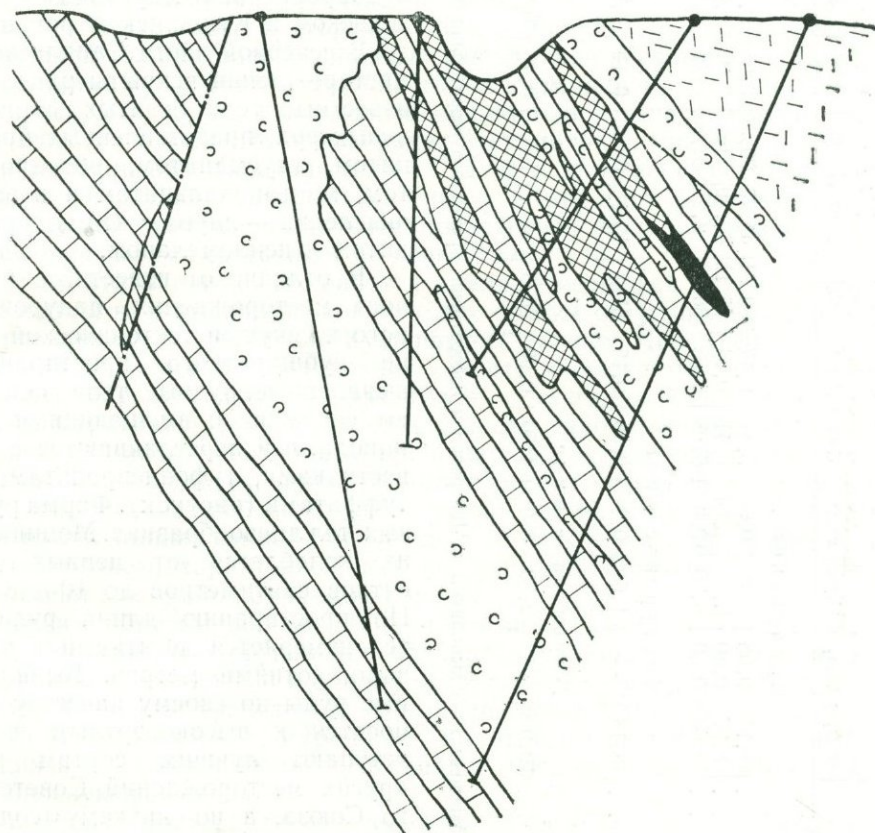
Эти месторождения и рудопроявления по условиям их образования относились к трем генетическим типам: гидротермальным, контактово-метасоматическим и выветривания. Они оценивались как малоперспективные, так как обладали незначительными запасами, а месторождения последних двух типов — также низким качеством руд. На основе этих установившихся взглядов поиски марганцевых руд в районе в последние десятилетия не проводились.

В настоящее время получены новые данные по марганцевоносности Тагило-Кушвинского района, позволяющие оценивать перспективы поисков марганцевых руд в районе с иных позиций, чем это представлялось ранее. В структурном отношении описываемый район расположен в пределах осевой и частично западной части Тагильского мегасинклинария. В его строении участвуют вулканогенно-осадочные породы силуру-девонского возраста и интрузивные породы Тагило-Баранчинского интрузивного комплекса габбровой формации Урала.

Самыми молодыми дифференциатами габбровой интрузии являются сиениты Тагильского и Кушвинского массивов. На западе они примыкают к габбро и диоритам, образуя с ними либо постепенные переходы, либо резкие контакты.

Вулканогенные породы андезито-базальтовой и базальтовой формаций объединяются в красноуральскую (в основании разреза) и именовскую свиты. С отложениями красноуральской свиты связаны медноколчеданные месторождения, к породам именовской свиты приурочены некоторые контактово-метасоматические железорудные месторождения. Завершается разрез вулканогенно-осадочными породами туринской свиты базальт-трахитовой формации (Чурилин, 1966). Породы свиты залегают с разрывом на нижележащих отложениях и датируются возрастным интервалом верхний лудлоу — нижний девон (Штейнберг, 1964). Типичными породами формации являются трахитовые порфиры, извест-

ные на Урале под названием «ортофиоров», а также в подчиненном количестве трахибазальтовые порфиры. Фациальный состав туринской свиты неоднороден. Нижняя часть сложена мелко- и крупнообломочными туфами и туффитами смешанного состава, в которых наряду с обломками порфиров присутствуют обломки нижележащих порфиров (Чурилин, 1963). Выше залегают туфы порфиров, переслаивающиеся с известняками, туфопесчаниками и туфоалевролитами.



Геологический разрез Сапальского месторождения.

1 — известняки мраморизованные; 2 — переслаивание туфоалевролитов и туффитов; 3 — трахитовые порфиры; 4 — родохрозитовые и марганцево-кальцитовые руды; 5 — браунит-гаусманитовые руды; 6 — старое рудное тело (отработано); 7 — тектонические зоны; 8 — контакты пород и руд.

Геохимическими работами (по Б. Г. Красильникову, М. П. Рыжовой и др.) определены фоновые содержания марганца для вулканогенных пород района, составляющие соответственно для красноуральской свиты 0,01%, для именованской 0,03% и для туринской 0,1%. Из приведенных данных видно, что породы трахитовой формации характеризуются кларковым или несколько повышенным содержанием марганца. Повышенное содержание марганца в эффузивах туринской свиты и комагматичных им сиенитах отмечалось Л. Н. Овчинниковым (1960) и Д. С. Штейнбергом (1964).

Результаты химического анализа марганцевых руд

№ анали-за	Тип руды	Содержание компонентов, вес. %												
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Mn	MnO	MnO ₂	P	S	CO ₂	H ₂ O
Сапальское м-ние														
1	Браунит-гаусманитовая руда	8,75	0,03	0,25	0,65	2,37	0,17	53,81	45,28	29,64	0,08	0,48	4,23	Не обн.
2	Родохрозитовая руда	8,07	0,10	2,37	1,54	3,41	0,64	35,15	45,39	Нет	0,014	0,89	35,04	Не обн.
3	Окисленная руда*	13,68	0,30	6,70	10,0	0,98	1,63	36,30	2,25	54,95	0,14	0,09	5,56	1,91
Чнатурское м-ние														
4	Концентрат**	8,18	—	1,6	0,8	0,85	0,15	51,2	13,1	65,0	0,15	0,02	—	9,20
Марсытское м-ние														
5	Окисленная карбонатная руда**	19,0	—	2,70	8,0	4,50	0,90	26,0	—	—	0,40	0,03	—	21,0

* Среднее по 18 пробам.

** По данным А. Г. Бетехтина (1946). Анализы 1—3 выполнены в Центральной лаборатории Уральского территориального геологического управления.

Сапальское, Липовское и Казанское месторождения пространственно подчинены вулканогенно-осадочным отложениям этой свиты. Поисковыми работами в последнее время в известняках туринской свиты выявлены новые рудопроявления марганца в Тагильском и Кушвинском районах.

В северной части Сапальского месторождения вскрыты ранее неизвестные тела богатых марганцевых руд, представленных браунитом, гаусманитом, родохрозитом, манганокальцитом и в зоне окисления — пиролюзитом, вернадитом и псиломеланом.

В отличие от известного рудного месторождения, приуроченного к секущей тектонической зоне субширотного простириания, выявленные рудные тела залегают согласно с вмещающими их породами и переслаиваются с известняками, туфоалевролитами и туффитами (рисунок). Форма рудных тел линзообразная. Мощность их колеблется от первых десятков сантиметров до 10—13 м. По простирианию длина рудных тел измеряется десятками и первыми сотнями метров. Выявленные руды по своему качеству относятся к высокосортным и не уступают лучшим сортам руд других месторождений Советского Союза, а по низкому содержанию фосфора значительно превосходят их (таблица). Помимо приведенных в таблице данных имеется большое количество химических анализов рядовых проб, из которых видно, что содержание марганца зависит от минералогического состава руд и варьирует в пределах от 8 до 58%. В карбонатных рудах и подстилающих их породах устанавливаются повышенные содержания свинца от десятых долей до 6,15% (среднее 2,9%) и цинка до 2% (отдельные пробы до 18%), фиксирующиеся в галените и сфалерите.

К северу от Сапальского ме-

сторождения прослеживается полоса марганцевоносных известняков, среди которых локализируются Липовское месторождение и ряд рудопоявлений с силикатной и карбонатной марганцевой минерализацией. В Тагильском районе марганцевоносный горизонт прослеживается с перерывами по простиранию более 8 км.

В Кушвинском районе на Казанском месторождении установлено, что кроме силикатов марганца, присутствует также и родохрозит. В известняках, вмещающих оруденение, отмечается вкрапленность галенита. К югу от Казанского месторождения в одиночных поисковых скважинах в мощной толще мраморизованных известняков впервые выявлены родохрозитовые руды. На участке магнитной аномалии 1—55 в одной из скважин вскрыта толща известняков мощностью свыше 300 м, в которой выделяются отдельные зоны гранат-бустамитовых скарнов с карбонатной марганцевой минерализацией. Далее к югу, на Северо-Валуевском участке, в скарнированных известняках выделяется родохрозит с тулитом. Общая протяженность марганцевоносной зоны в Кушвинском районе с перерывами составляет не менее 5 км.

Результаты поисковых работ и анализ имевшихся ранее материалов позволили нам выдвинуть новую точку зрения об условиях образования марганцевых руд в Тагило-Кушвинском районе. Накопление марганца происходило за счет поступления рудных компонентов магматического очага в морскую воду в форме газовых эксгаляций и гидротерм. По Н. М. Страхову (1963), появление рудных накоплений внутри вулканогенных формаций контролируется в первую очередь химическим типом магмы и, в частности, принадлежностью ее к основной и, возможно, к средней, обогащенной щелочами, группе. Кроме того, повышенные концентрации цинка, свинца, мышьяка и других элементов, а также бедность титаном, характерные для вулканогенно-осадочных руд марганца, имеют место в описываемом районе.

Таким образом, поисковыми работами установлено следующее.

1. Марганцевое оруденение подчинено вулканогенно-осадочным отложениям и приурочено к одному стратиграфическому горизонту, в частности, к базальт-трахитовой формации верхнесилурийско-нижнедевонского возраста и распространяется на значительной площади. Эта формация в пределах района представляет, следовательно, единую марганцевоносную формацию.

2. Руды характеризуются высоким качеством и могут быть вполне пригодны для ферромарганцевого производства.

3. Полученные данные позволяют уверенно предполагать, что Тагило-Кушвинский район является перспективным для выявления новых месторождений марганцевых руд на Урале.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г. Промышленные марганцевые руды СССР. М., Изд-во АН СССР, 1946.
- Овчинников Л. Н. Контактво-метасоматические месторождения Северного и Среднего Урала. — Труды Ин-та геологии УФАИ СССР, 1960, вып. 39.
- Станкевич В. И. Марганцевые месторождения Урала и перспективы их использования. М., Металлургиздат, 1933.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Чурилин Н. С. К петрографии трахитовых порфиров Тагило-Кушвинского района на Среднем Урале. — Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Первого Урал. петрогр. совещ., т. 3. Свердловск, 1963.
- Чурилин Н. С. Базальт-трахитовая формация Тагильского погружения на Урале. — Второе Урал. петрогр. совещ. Тезисы докладов, т. 3. Свердловск, 1966.
- Штейнберг Д. С. О химической классификации эффузивных горных пород. Труды Ин-та геологии УФАИ СССР, 1964, вып. 72.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ ПОИСКОВ НОВЫХ ГЛУБОКОЗАЛЕГАЮЩИХ СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ В ТАГИЛО-КУШВИНСКОМ ЖЕЛЕЗОРУДНОМ РАЙОНЕ

А. А. ПУРКИН, Ю. П. СОРОКИН

Уральское территориальное геологическое управление

Тагило-Кушвинский рудный район расположен в горнопромышленной части Среднего Урала. Контактново-метасоматические железорудные и медно-железорудные месторождения здесь размещаются в пределах двух рудных полей — горы Высокой, в южной части района, и горы Благодать — в северной.

При геологической съемке получены новые данные, позволяющие существенно переоценить перспективность глубоких горизонтов района. Съемкой и бурением структурных скважин уточнено геологическое строение района, выяснены общие закономерности размещения скарново-магнетитовых месторождений и уточнены условия локализации рудных залежей.

В разрезе вулканогенно-осадочных образований района принимают участие породы красноуральской, именовской и туринской свит силура и лайской свиты девона. Большинство месторождений и рудопроявлений района приурочено к породам вулканогенно-осадочного комплекса различных частей стратиграфического разреза красноуральской, именовской и частично туринской свит. В образованиях ключевской и гребешковско-бандейской толщ туринской свиты и в породах лайской свиты оруденение отсутствует, в связи с их послерудным возрастом.

Характерной особенностью рудовмещающих частей геологического разреза является контрастность их сложения. Все месторождения с богатыми магнетитовыми рудами приурочены к резко дифференцированным по литологическому составу толщам и пачкам слоистых вулканогенно-осадочных образований с участием известковистых пород и известняков. Однородные толщи вулканогенных пород, как и мощные толщи известняков, не несут сколько-нибудь значительного оруденения, хотя в однородных известняках (мраморах) и залегают иногда мелкие тела высококачественных магнетитовых руд.

Вулканогенно-осадочные комплексы пород слагают в районе сложно построенную Туринско-Нижнетагильскую синклинальную структуру. Во внутренней ее части располагаются породы туринской и лайской, а по периферии именовской и красноуральской («рудоносной») свит. Структура погружается в северном направлении, в связи с чем площадь рудного поля горы Благодать с поверхности сложена преимущественно породами туринской свиты.

Сложное строение синклинальной структуры вызвано широким проявлением дизъюнктивных нарушений. В пределах каждого из рудных полей имеют место нарушения трех систем — двух субмеридиональных

и косоширотной. Вулканические сооружения широко распространены в пределах Туринско-Нижнетагильской структуры, определяя особенности ее морфологии. Крупнейшая разрывная структура — Туринский разлом — естественная восточная граница района. Многочисленные ветви его фиксируются мощными зонами сланцев и интенсивно рассланцованных пород, катаклазитов и милонитов.

Тагильский и Кушвинский диорит-сиенитовые массивы занимают северо-западную и юго-западную части рудных полей. С запада они примыкают к габбро-диоритовым массивам Тагило-Баранчинского плутона и метаморфическим породам их контактового ореола и прорывают последние. Массивы сложены габбро-диоритовыми, диоритами, сиенито-диоритами, сиенитами известково-щелочными и субщелочными. Характерно наличие останцов пород вулканогенно-осадочного комплекса во внутренних частях массивов, особенно многочисленных в южной части Тагильского массива, где они сосредоточены в пределах зон, имеющих размеры в сотни метров по падению и простиранию.

Диорит-сиенитовые массивы являются явно дискордантными по отношению к структурам вмещающих их вулканогенно-осадочных пород; на отдельных участках они образуют межпластовые залежи и силлы. Контактново-метасоматическое оруденение пространственно связано с диорит-сиенитовыми массивами и является более поздним по времени по отношению к основной массе пород диорит-сиенитового комплекса.

Контактные поверхности массивов оказали большое влияние на формы проявления внутрирудной тектоники и в конечном счете определили места локализации руд. Наиболее сложные формы контактов возникли в местах интенсивной тектонической деятельности. Именно здесь широко проявлены постмагматические преобразования пород, в том числе и формирование скарново-рудных тел. Установлено, что крупнейшие месторождения района располагаются в тесной связи со структурами секущих контактов интрузии.

Зоны магнетитовых и скарново-магнетитовых залежей, гранат-пироксеновых и гранатовых скарнов и скарноидов — главным образом плагиоклазовых, пироксен-плагиоклазовых, пироксен-скаполитовых — проявлены во всех породах района — осадочных, вулканогенных и интрузивных. Различные парагенетические и минеральные ассоциации новообразований имеют разные соотношения в различных зонах и отдельных частях одних и тех же зон и встречаются как совместно, так и раздельно.

Промышленно важными типами руд в Тагило-Кушвинском районе являются: магнетитовые, скарново-магнетитовые, скаполит-магнетитовые, полевошпат-магнетитовые-«оспенные», ортоклаз-магнетитовые и пироксен-плагиоклаз-магнетитовые («естюнинского» типа). Богатые руды наиболее часто развиваются в контактах карбонатных и силикатных пород основного состава, а также по известковистым породам. Магнетитовая минерализация развивается как по скарнам, так и по околоскарновым породам, роговикам, слабо измененным силикатным породам (чаще вулканогенно-осадочным) и известнякам.

Масштаб оруденения обычно пропорционален интенсивности и широте проявления метаморфических преобразований пород в пределах данной структуры, однако наличие метасоматически измененных пород само по себе не является прямым критерием рудоносности.

Промышленные месторождения района размещаются в экзоконтактах и во внутренних зонах интрузивных массивов, где они приурочены к останцам осадочно-вулканогенных пород, а также среди вулканогенно-осадочных толщ на некотором (не более 2 км) удалении от массивов.

Крупнейшие месторождения располагаются в экзоконтактовых зонах массивов, в структурах секущих контактов.

Наиболее крупные рудные зоны и рудные тела имеют мощность в десятки метров (100—200 м) и значительные размеры по площади. В связи с высокой степенью опоскования, открытие в пределах рудных полей Тагило-Кушвинского района близповерхностных или залегающих на глубинах в первые сотни метров новых крупных железорудных месторождений практически исключено. Однако на глубинах свыше 500 м геологически обосновывается наличие скрытого оруденения, что может резко изменить состояние запасов руд района.

В рудном поле горы Высокой главные наиболее обоснованные перспективы связываются с областью юго-восточного контакта Тагильского диорит-сиенитового массива — одной из крупнейших длительно и активно развивавшихся геологических структур района. Здесь в экзоконтакте массива находится ряд толщ вулканогенно-осадочного комплекса с несколькими рудоперспективными уровнями в их пределах, часть из которых выявлена впервые. Породы в экзоконтакте массива залегают в целом моноклиально, с падением на восток под углами 45—70°; в области периклинали голокаменской структуры в юго-западной части рудного поля простирание пород становится субширотным, а падение более пологим.

Особенности строения вулканогенно-осадочного разреза и общей геологической структуры обуславливают наличие здесь в перспективной приконтактовой зоне массива ряда благоприятных позиций соответствующих рудоперспективных частей вулканогенно-осадочных толщ. В открытых структурах эти позиции издавна известны как главные рудные зоны крупнейших месторождений района (Высокогорского и Лебяжинского). Оценка закрытых структур выдвигается как основная задача поисковых работ. Характеристика рудоперспективных площадей дается ниже.

Голокаменская площадь. Основным интерес здесь имеет сочленение благоприятных для развития процессов метасоматического замещения пачек пород нижней части известняковой и голокаменской толщ под нависшей кровлей сиенитов со структурами крутопадающих интрузивных контактов. У восточной границы площади пологопадающий на север контакт массива приобретает резкое крутое падение на запад по доинтрузивному разлому; северная часть площади ограничивается также крупным разломом. Здесь вероятно нахождение крупных пласто- и штокообразных рудных тел. В рудоперспективной пачке основания разреза голокаменской толщи может залегать второй рудный этаж.

Общие глубины залеганий вероятных крупных новых залежей — 400—800 м.

Высокогорская площадь. Породы рудоперспективной пачки, мощностью свыше 100 м, принадлежащие нижней части известняковой толщ, обнажаются лишь в пределах узкого тектонического блока в юго-западном углу площади. Здесь по ним развиты скарны, околоскарновые породы и магнетитовые руды Гальянского рудопроявления. На остальной площади экзоконтактовой зоны Тагильского массива эти породы залегают на глубинах от 200 м и более под мощной толщей массивных мраморов. Сложная структура контактовой зоны массива с широким проявлением клиновидных выступов интрузивных пород в сочетании с литологически благоприятной пачкой пород создают обстановку, аналогичную западной рудной зоне месторождения г. Высокой. Прогнозные запасы руд Высокогорской площади оцениваются как крупные до глубины от 700—900 до 1600 м.

Новокаменная площадь. Охватывает краевую зону массива с крупными блоками мраморов среди интрузивных пород. С юго-востока она ограничена структурой разлома «Главный», по которому происходили в пострудное время крупноамплитудные подвижки. Новокаменная площадь рассматривается как вероятное зарозломное продолжение рудных структур Голокаменской площади. Глубины залегания ожидаемого оруденения, в связи с приподнятостью северного блока, могут быть здесь несколько меньшими. Потенциальная рудоносность площади определяется как значительная.

Лебяжинская площадь. Мощная зона метасоматитов, широко развитых в северо-восточной части рассматриваемой контактовой зоны массива, в близповерхностных частях захватывает породы междоруднянской, а также муриной толщ и проявлена в комплексе пород туринской свиты (собственно Лебяжинское месторождение). Перспективность площади связана с положением в глубинных частях этой зоны (на глубинах от 800 м и больше) стратиграфического контакта медно-руднянской и известняковой толщ. Весьма вероятно первичная прямая связь ожидаемого оруденения с рудной зоной северного фланга месторождения горы Высокой. Прогнозная оценка площади дается в интервале глубин 900—1500 м. При сохранении пологого падения контакта сиенитов, характерного для района месторождения горы Высокой, в пределах Лебяжинской площади открываются возможности для проведения поисков и в области нижнего стратиграфического контакта известняковой толщи на глубинах меньших, чем в северной части Высокогорской перспективной площади.

Определенный интерес вызывает область восточного контакта Тагильского сиенитового массива, которая ранее считалась полностью опосредованной и бесперспективной на оруденение крупного масштаба. Между тем анализ материалов поисково-разведочных работ, ранее проведенных в пределах этой зоны, свидетельствует о том, что в процессе этих работ, выполненных в основном до 1959 г., не учитывалось имеющееся здесь сочетание различных структур в строении контактовых зон и широкое развитие согласных интрузивных тел (типа межпластовых залежей) ограниченной мощности, столь обычных в детально изученных частях рудных полей района. В связи с этим не исключается наличие в экзоконтакте массива под картируемыми с поверхности на малых глубинах интрузивными породами (субщелочными сиенитами) краевой части массива выдержанных разрезов туринской и, что особенно важно, именной свит. В таком случае в области этой протяженной (более 6 км) контактовой зоны может быть многоэтажность оруденения, несоизмеримо большего по масштабу в сравнении с уже известными рудными проявлениями в этой структуре.

В Гороблагодатском рудном поле перспективным является ряд структур в северном и восточном экзоконтактах Кушвинского массива.

Восточно-Гороблагодатская площадь. В структуре глубинного поперечного северного контакта массива находится рудоперспективный комплекс пород гороблагодатской слоистой толщи, блок которых ограничен от участка месторождения серией сбросов северо-западного простирания. Существование глубинного контакта к востоку от детально разведанной его части намечается по развитию вдоль предполагаемой структуры широкой зоны повышенной трещиноватости и катаклаза в породах кровли, по резкой смене характера гидротермального изменения в них с появлением в этих породах рудной минерализации к северу от зоны катаклаза, что ясно подчеркивается особенностями магнитного поля. Область сочленения структур северного и восточного кон-

тактов массива в пределах рудоперспективной толщи, осложненная сбросом, который может иметь (как и сбросы на Гороблагодатском месторождении) важное значение в распределении оруденения, является весьма перспективной. Вероятным является оруденение также в нескольких горизонтах грубообломочных пород выше гороблагодатской слоистой толщи.

По масштабам оруденения данная площадь может быть сопоставима с Гороблагодатским месторождением главным образом на глубинах 1200—1600 м.

Колясниковская площадь. Охватывает область субмеридионального крутопадающего восточного контакта Кушвинского массива и ограничивается на юге структурой северного контакта выступа сиенитов. Перспективность ее связывается с положением на некоторой глубине (под породами трахиандезитового комплекса туринской свиты в экзоконтакте массива) пород рудоперспективной гороблагодатской слоистой толщи. Появление этих пород обусловлено здесь более пологим залеганием вулканогенно-осадочных пород по отношению к структуре интрузивного контакта. Тектоническая активность зоны этого секущего контакта подчеркивается наличием в указанной зоне широкого ореола околоскарновых изменений пород кровли и интрузива, а также большим количеством секущих и согласных дорудных дайковых тел микросиенитов. Вероятные глубины залегания руд 900 м и более.

Северо-Валуевская площадь. Расположена на восточном экзоконтакте Кушвинского сиенитового массива в наиболее сложной его части — в широтном выступе. Вулканогенно-осадочные породы экзоконтакта относятся к нижней и средней частям теплогорско-валуевской толщи. На севере площади эти слои находятся в области глубинного секущего контакта сиенитов. Здесь при проведении поисков на участках разрозненных магнитных аномалий были вскрыты тела богатых магнетитовых руд, разобценные в связи с проявлением интенсивных блоковых подвижек. Представляют интерес опущенные части выявленных рудных зон и параллельные зоны в породах нижней части толщи.

В центральной части — в структуре меридионального крутопадающего контакта сиенитов, в лежащем боку мощной толщи известняков и ниже, среди прослоев туфогравелитов и известняков в туфах порфириров могут быть встречены рудоскарновые зоны типа зоны Валуевского месторождения. На это указывает наличие здесь площадной магнитной аномалии. На юге площади, за зоной разлома, вдоль широтного контакта сиенитов рудовмещающие пачки Валуевского месторождения по падению могут оказаться в структуре глубинного меридионального уступа в кровле сиенитов. Последний предполагается на южном продолжении структуры восточного контакта сиенитового выступа. Прогнозные запасы руд на площади сосредоточены на глубинах от 600 до 1200 м.

Определенно интересными представляются и внутренние зоны Тагильского и Кушвинского диорит-сиенитовых массивов, однако установление рудоперспективных структур здесь невозможно без проведения дополнительных работ по расчленению внутренних частей массивов.

Таким образом, геологически обоснована возможность выявления новых крупных залежей магнетитовых руд в старых рудных полях Тагило-Кушвинского района на глубоких горизонтах. Сделанные прогнозные рекомендации и построения положены в основу поисковых работ, проводимых в районе.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О РУДОНОСНОСТИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ВЕРХНЕУРАЛЬСКОГО КОЛЧЕДАНОНОСНОГО РАЙОНА

Г. В. ПЕТРОВ

Уральское территориальное геологическое управление

Район расположен в северной части западного крыла Магнитогорского синклиория, где широко развиты вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы нижнего и среднего палеозоя, подвергнутые зеленокаменному изменению. В основу расчленения пород положена стратиграфическая схема, предложенная О. А. Нестояновой.

Известные медноколчеданные месторождения и рудопроявления залегают в вулканогенных и вулканогенно-осадочных образованиях поляковской, карамалыташской и улутауской свит. Сульфидная минерализация содержится во всех разностях пород этих свит, кроме массивных известняков. Значительно менее интенсивное сульфидное оруденение выявлено в породах ирендыкской свиты.

Породы колтубанской свиты, согласно исследованиям Н. К. Курбанова, трансгрессивно с угловым несогласием перекрывающие породы рудоносных свит, а также известняки и песчаники зилаирской свиты, стерильны в отношении сульфидной минерализации.

Рудные залежи месторождений группы XIX партсъезда выявлены в породах кислой толщи улутауской свиты. Колчеданные тела внутри свиты располагаются в районах наибольшей фациальной изменчивости пород.

Таковыми признаками характеризуются районы с развитием вулканизма центрального типа. Фациальная изменчивость при этом объясняется наибольшей мобильностью площади в течение длительного времени, что подчеркивается массовым развитием субвулканических тел малых интрузий и даек различного состава. Большинство даек габбро-диабазов обладает признаками пострудного характера.

Структуры Магнитогорского синклиория представляют обширную геотектонически обособленную область, имевшую в нижне-среднепалеозойский период тенденцию к прогибанию с накоплением мощных толщ вулканогенных пород. Центральная часть синклиория сложена преимущественно породами верхнего девона и нижнего карбона, в крыльях залегают породы ниже- и среднедевонского возраста и более древние силурийские отложения.

О. А. Нестоянова выделила в районе следующие наиболее крупные структуры: Верхнеуральскую и Имангуловскую синклиналильные зоны, разделенные Байрамгуловским широтным поднятием, Малоучалинскую антиклинальную зону и другие более мелкие структуры.

Разрывная тектоника изучена недостаточно. Установлено, что региональные тектонические нарушения проходят в краевых частях крупных

складчатых структур и расчленяют восточное крыло синклинория на ряд блоков. Кроме них выявлен ряд более мелких разрывных нарушений.

В геологическом строении рудных районов северной части Магнитогорского синклинория много общих черт, которые наиболее изучены в рудном районе, включающем сближенные рудные поля месторождений «Молодежное», им. XIX партсъезда, «Озерное». Этот рудный район в структурном отношении приурочен к широтному Байрамгуловскому поднятию, осложненному рядом более мелких пликативных и дизъюнктивных нарушений. Поднятие сложено породами вулканогенно-осадочного комплекса улутауской свиты среднего девона, характеризующегося пестротой фаций, и ограничено на западе и востоке мощными зонами субмеридиональных долгоживущих разломов, которые являются границами фациальных зон. Рудные поля располагаются между этими разломами в наиболее мобильных блоках рудных районов, пересекаемых диагональными опережающими зонами разломов. В пределах диагональных зон выявлены разломы более высокого порядка субмеридионального, субширотного и диагонального направлений.

Рудоносная улутауская свита характеризуется здесь следующим схематизированным разрезом (снизу вверх):

1. Нижняя толща — хлоритизированные миндалекаменные андезитовые и диабазовые порфириды, кварцевые порфириды и их туфы с прослоями дацитовых порфиритов. В зонах разрывных нарушений в пределах рудных полей они несут сульфидную вкрапленность. Мощность толщи более 500 м.

2. Средняя толща — кварцевые дацитовые порфириды, их туфы и туфобрекчии с прослоями известняков, андезитовых миндалекаменных порфиритов, туффитов смешанного состава, конглобрекчии известняков с туфогенным цементом, с рифовыми постройками известняков. Горизонты грубообломочных пород средней толщи и, вероятно, раздробленные рифовые постройки являются рудовмещающими и повсеместно несут сульфидную минерализацию. Мощность толщи 800 м. Прослои андезитовых миндалекаменных порфиритов указывают на возможность близкого одновременного образования пород нижней и средней толщ свиты.

3. Верхняя толща — андезитовые порфириды с прослоями туффитов, туфопесчаников и известняков преимущественно в низах толщи. Сульфидная минерализация колчеданного типа практически отсутствует. Мощность толщи более 500 м.

Мезо-кайнозойские образования мощностью до 100 м представлены широко развитой корой выветривания, пестроцветными третичными глинами, бурыми железняками, четвертичными глинисто-песчаными отложениями.

Палеозойские породы прорываются многочисленными дайками диабазового, габбро-диабазового, диоритового, плагиогранитного состава и субвулканическими телами альбитофирового и дацитового состава.

В геологическом строении рудных полей важное значение имеют небольшие брахискладки размером 1,5—2 км².

При проведении буровых работ выяснено, что «брахиантиклинали» часто имеют более сложное строение. Термин «брахиантиклиналь» оказывается справедливым лишь для верхней части разреза, где залегают породы верхней толщи свиты, облекающие ядро складки. Ядро, как правило, имеет линзовидную форму с увеличением мощности пачки рудовмещающих дацитовых порфиритов в центральной части складки.

В гипсометрии толщи миндалекаменных андезит-диабазовых порфиритов низов улутауской свиты не удается выявить закономерности относительно структур, откартированных в плане. Создается впечатление,

что, во-первых, рельеф площади распространения этих пород в момент образования вышележащей кислой толщи был достаточно сложным, во-вторых, большое влияние на современный разрез оказывали внедрившиеся после формирования кислой толщи субвулканические тела дацитовых и андезитовых порфиритов. Обращает на себя внимание тот факт, что рудные тела и вкрапленность сульфидов тяготеют обычно к площадям развития крупнокварцевых дацитовых порфиритов.

Поисково-разведочными работами установлена пространственная связь известных месторождений и рудопроявлений с местами увеличения мощности пород средней толщи, располагающимися поблизости от конусообразных поднятий в разрезе пород нижней толщи. Рудные тела и скопления сульфидной вкрапленности выявлены как в самих раздувах, так и в непосредственной близости от них. Размещение рудных тел определяется только положением и морфологией пластов проницаемых пород и взаимоотношением их с рудоподводящими зонами и экранящими поверхностями. Пласты проницаемых пород распределяются в разрезе и по площади распространения свиты неравномерно среди нижней, средней и верхней толщ. Промышленные месторождения выявлены пока лишь в средней толще. Вероятно, при метасоматозе и консолидации рудного вещества играл некоторую роль литохимический фактор.

Центральные части рудных полей преимущественно сложены эффузивными и эффузивно-осадочными фациями продуктивной свиты с широко развитыми в них агломератовыми и грубообломочными туфобрекчиями, эруптивными брекчиями и резко подчиненными породами осадочного комплекса. Исключениями являются известняки, которые здесь широко распространены и хорошо подчеркивают наличие изометрических структур, облекая их. Эти известняки несомненно органогенные по природе: они сложены остатками брахиопод, кораллов, мшанок, криноидей. В разрезах по скважинам наблюдается резкое выклинивание известняковых пластов по восстанию к ядру складки. Верхний контакт толщи известняков наблюдался в действующем карьере месторождения им. XIX партсъезда, он имеет неровный, гребенчатый характер. Отдельные гребни контакта являются границей микрофациальных зон. Мало-мощные слои туфитов пересекают гребень, характеризуют периоды замедления его развития. Слоистость в гребне совпадает со слоистостью вмещающих пород. Приведенные факты позволяют заключить, что характеризуемые известняки относятся к рифовым образованиям.

К периферии рудных полей происходит постепенная фациальная смена эффузивов эффузивно-осадочными и осадочными отложениями с закономерным убыванием крупности обломочных компонентов в них. Рифовые известняки фациально замещаются известковистым песчаником с маломощными линзами известняков, содержащими бедную фауну криноидей. Мощность продуктивной толщи к периферии рудных полей уменьшается до полного исчезновения ее из разреза.

Таким образом, на расстоянии 3—5 км от центра рудных полей разрез свиты выравнивается и переходит в ритмичные слоистые осадочные толщи с почти полным исчезновением эффузивов. Эти факты позволяют предположить, что наблюдаемые в пределах рудных полей брахиантиклинали и конусообразные поднятия могут представлять собой древние эродированные вулканические аппараты, создавшие в свое время благоприятные условия для развития рифовых построек и объясняющие фациальную изменчивость пород по площади и в разрезе.

В заключение следует подчеркнуть, что рудоносными являются области развития пород практически всех свит, древнее колтубанской, поро-

ды которой могли явиться структурным экраном растворов, поступающих из глубинного магматического очага. Среди областей продуктивных пород наиболее перспективными оказываются меридиональные зоны, сложенные вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами и ограниченные региональными долгоживущими разломами, являющимися границами структурно-фациальных зон. Внутри последних наиболее перспективны районы мобильные, со сложным тектоническим строением. В таких участках предполагается развитие вулканокупольных структур и вулканических построек центрального типа с резкой фациальной изменчивостью пород. Интенсивно проявленные процессы пликативной и дизъюнктивной тектоники обуславливают появление мелких брахискладок, развитие субвулканических тел и даек, разломов и трещиноватости. Последние служат путями проникновения рудоносных растворов. Наиболее перспективными для поисков являются зоны разломов северо-западного простирания, оперяющие меридиональные.

Рудовмещающими в пределах зон являются преимущественно толщи кислых пород, а внутри их — пласты легкопроницаемых обломочных образований при наличии соответствующих экранов. Рудные тела преимущественно связаны с увеличениями мощности в толще кислых пород вблизи от куполовидных поднятий основных пород, которые могут оказаться эродированными вулканическими аппаратами, а также с телами крупнокварцевых дацитовых порфиритов, часть из которых, возможно, является субвулканической.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ В МАКАНСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ

И. С. АНИСИМОВ, В. И. ГОРДИЦА

Башкирское территориальное геологическое управление

Маканское рудное поле является частью Бурибай-Маканского рудного района, расположенного на западном крыле Магнитогорского мегасинклинория, и приурочено к восточному крылу Таналыкского антиклинального поднятия.

В геологическом строении района принимает участие сложно построенный комплекс вулканогенно-осадочных пород, формирование которого предположительно происходило в верхнем силуре — низах среднего девона (рис. 1).

Отсутствие хорошо выдержанных фаунистически охарактеризованных горизонтов не позволяет однозначно стратифицировать вулканогенные образования. Поэтому, сопоставляя эти образования с фаунистически охарактеризованными ниже-верхнесилурийскими отложениями Прикамской структурно-фациальной зоны и с отложениями среднедевонского возраста, развитыми в районе Мамбетовского месторождения, мы, совместно с А. И. Кривцовым, условно приняли стратиграфическую схему для пород описываемого вулканогенного комплекса, которая нашла отражение в таблице (см. схему).

В таблице приведены характерные особенности, признаки, морфология тел, последовательность формирования и возрастное положение интрузивных и жильных тел.

Центральная часть рудного поля представляет собой отрицательную структуру, переходящую на западе в Маканское, а на востоке в Ташкулинское поднятия, формирование которых происходило близкоодновременно с накоплением вулканогенного материала. Углы падения крыльев структур составляют 10—30°.

Ташкулинское поднятие в районе одноименного месторождения почти полностью сложено агломератами андезитового, андезито-базальтового и дацитового состава с размером обломков до 30 см, слагающими, по всей вероятности, прижерловые фации.

Широкое развитие агломератов различного состава и локальное распространение вязких лав дацитового состава в сопряженной с Ташкулинским поднятием отрицательной структуре позволяет считать Ташкулинское поднятие остатками небольшой вулканической постройки центрального типа. Жерловая часть вулкана могла, скорее всего, располагаться южнее Ташкулинского месторождения.

Строение Маканского поднятия изучено слабо. Единичные скважины глубиной 300—500 м вскрывают только самую западную часть его. По предварительным данным можно предполагать, что эта положитель-

Стратиграфи

№ п. п.	Наименование пород	Площадь развития	Морфология тел
1	Андезитовые и андезитобазальтовые порфириды	Восточная часть рудоносной зоны. Мамбетовский и Южно-Мамбетовский участки	Секущие жилообразные тела, реже маломощные дайки согласного типа
2	Габбро-диабазы, габбро-диориты	Северо-западная часть рудоносной зоны. Маканское м-ние, Южно-Маканское оруденение, Гражданский участок	Секущие интрузии, согласные силлообразные тела
3	Миндалекаменные диабазы и дацитовые порфириды	Мамбетовское м-ние	Пологие силлы
4	Плагиоклазовые, кварцево-плагиоклазовые порфириды дацитового и андезито-дацитового состава	Западная часть рудоносной зоны. Маканская тектоническая зона, Северо-Мамбетовский, Мамбетовский и Южно-Мамбетовский участки. Реже встречаются на Ташкулинском месторождении	Крупные жилообразные тела. Редко согласные дайки. Единичные крупные куполообразные тела
5	Диабазы и диабазовые порфириды	Северо-западная часть рудоносной зоны. Маканское м-ние	Тела сложной морфологии, определяемой сочетанием согласных с напластованием согласно секущего и секущих направлений
6	Плагиоклазовые, роговообманково-плагиоклазовые и кварцево-роговообманково-плагиоклазовые порфириды дацитового состава	Наиболее широко распространены в центральных частях по всей протяженности рудоносной зоны и на Ташкулинском участке	Секущие жилообразные тела
7	Плагиоклазовые порфириды андезито-базальтового состава	Юго-восточная часть рудоносной зоны. Мамбетовский и Южно-Мамбетовский участки	Резко преобладают силлообразные залежи. Тела сложной морфологии, определяемой сочетанием согласных с напластованием согласно секущего и секущих направлений
8	Липарито-дацитовые и липаритовые порфириды	Восточная часть рудоносной зоны. ГЭК, Мамбетовский, Южно-Мамбетовский участки	Силлообразные залежи, реже маломощные секущие тела и тела сложной морфологии

ческая схема

Некоторые характерные особенности и признаки	Возрастные отношения	Комплексы	Возрастное положение относительно оруденения
Породы низкой кристалличности, содержат редкие вкрапленники плагиоклаза, часты мелкие миндалины в контактовых зонах	Прорываются телами андезито-дацитовых и дацитовых порфиритов	Верхнесилурийский субвулканический	Дорудные
Породы крупнокристаллические, интенсивно измененные процессами гидротермального метаморфизма (до состояния хлорито-кварцевых пород). Содержат богатую вкрапленность сульфидов и маломощные прожилки серноколчеданных руд	Прорывают породы нижней части силурийско(?) - среднедевонского вулканогенного комплекса, включая нижнюю половину андезитовой толщи. Пересекаются дайками андезито-дацитовых и дацитовых порфиритов	Верхнесилурийский интрузивный	»
Характерны хаотически расположенные крупные миндалины, чередование афировых и порфировых разностей	Прорывают породы дацитовой толщи, пересечены дайками андезито-дацитового и дацитового состава	Верхнесилурийский (?) субвулканический	»
Состав несколько основное нормально дацитового. Слабая раскристаллизация: редкие вкрапленники и гломеропорфировые сростки плагиоклаза, микрозернистый и микролитозернистый характер основной массы. Породы подвержены интенсивному окварцеванию и серицитизации, содержат вкрапленность сульфидов. Характерна флюидальность для приконтактных участков	Прорывают отложения всего силурийского вулканогенного комплекса, включая и нижнюю (?) часть верхней андезито-базальтовой толщи (ирендыкской свиты). Прорываются дайками диабазовых порфиритов, дацитовых порфиритов и липарито-дацитовых порфиритов	Эйфельский субвулканический	Внедрены после серноколчеданной стадии оруденения
Породы хорошо раскристаллизованы. Подвержены процессам серицитизации и окварцевания. Содержат вкрапленность сульфидов	Пересекают отложения андезитовой и дацитовой толщи. Предположительно пересекаются субвулканическими телами дацитового состава	Эйфельский субвулканический	—
Характерны хорошая раскристаллизация и обилие гломеропорфировых сростков плагиоклаза, «свежий» облик. Интенсивные гидротермально-метасоматические изменения в общем не характерны. Весьма типично наличие столбчатой пяти- и шестигульной отдельности	Прорывают породы всего вулканогенного комплекса, включая верхнюю андезито-базальтовую толщу. Пересекаются диабазовыми и андезито-базальтовыми порфиритами и габбро-диабазами	То же	Внедрены после основной медноколчеданной стадии оруденения
Обилие крупных вкрапленников плагиоклаза и их гломеропорфировых сростков, характерны полифировое сложение и пилотакситовая основная масса	Секут породы дацитовой и верхней андезито-базальтовой толщи	Верхне-эйфельский-нижнеживетский субвулканический	Соотношений субвулканических образований с оруденением не наблюдалось
Характерно наличие очень крупных вкрапленников кварца. Основная масса микрозернистая, до микрофельзитовой	Прорывают дацитовую верхнюю андезито-базальтовую толщу и породы основания улутаской свиты. Пересекаются дайками диабазовых и андезито-базальтовых порфиритов и габбро-диабазов	То же	—

№ п. п.	Наименование пород	Площадь развития	Морфология тел
9	Плагноклазовые и пироксен-плагноклазовые порфиры андезито-базальтового и базальтового состава	Вся площадь рудоносной зоны. Наиболее распространены в восточной части зоны. Дайки встречаются сравнительно редко	Маломощные секущие и мощные согласные тела
10	Габбро-диабазы, габбро-порфиры, плагноклазиты	Западная часть рудоносной зоны на широте профиля 122—262, Мамбетовский участок	Секущие тела, фиксирующие линейные зоны

ная структура является также остатками небольшого вулcano-купольного сооружения.

В результате обобщения материалов геологоструктурных и гравиметрических исследований О. М. Петрова, И. И. Черновой и дешифрования аэрофотоснимков Е. Н. Станкевича на площади рудного поля выделены разрывные нарушения следующих направлений: 1) субмеридиональные (330—340°) и меридиональные; 2) северо-западные (300—310°); 3) северо-восточные (20—50°); 4) субширотные (восток-северо-восточные).

Тектонические нарушения закладывались в разное время. Одни из них древние, дорудные, позднее неоднократно приоткрывавшиеся и «залечивающиеся» гидротермальными образованиями; другие — молодые, секущие пострудные субвулканические и интрузивные образования.

Дорудные мобильные тектонические зоны сложены серицито-кварцевыми и хлорито-серицито-кварцевыми породами. Сложность формирования метасоматитов и многостадийность движений по зоне подтверждается тем, что в них отчетливо выделяются три генерации кварца и две серицита. Серицито-кварцевые породы разных стадий отличаются друг от друга по цвету. Резкая смена окраски позволяет видеть наложение одной стадии на другую. Для серицито-кварцевых пород первой стадии характерен желтовато-серый цвет, для второй — серый, а окраска кварца третьей стадии — молочно-белая. Указанная стадийность подтверждается результатами изучения вещественного состава руд Маканского месторождения, а также данными определения абсолютного возраста по 5 пробам серицитов Маканского месторождения, по материалам М. А. Гаррис.

Значительная часть рассматриваемых нарушений фиксируется разновозрастными субвулканическими и интрузивными телами. Молодые разрывные нарушения чаще всего представлены «незалеченными» зонами дробления и милонитизации, открытого расщепления и брекчирования пород. Амплитуда большинства тектонических нарушений, как древних, так и молодых, в настоящее время не установлена. Максимальные из известных амплитуд достигают 250—500 м, возможно, более метров.

Некоторые характерные особенности и признаки	Возрастные отношения	Комплексы	Возрастное положение относительно оруденения
<p>Породы хорошо раскристаллизованы. Характерным признаком в южной части зоны является наличие обильных сферидальных обособлений кремнистого и кварцкремнистого состава</p>	<p>Пересекают дайки липарито-дацитовых и липаритовых порфиров. Аналогичные разности пересекают породы верхней андезито-базальтовой толщи</p>	<p>»</p>	<p>—</p>
<p>Среднекристаллические породы, нередко содержащие крупные вкрапленники пироксена. Уровень метаморфизма крайне низок</p>	<p>Секут породы силурийско (?)-среднедевонского вулканогенного комплекса и липарито-дацитовые порфириты. По данным А. П. Наседкина, Г. Н. Старцева, А. И. Поликарпова, породы близкого комплекса прорывают отложения залаирской свиты</p>	<p>Послеверхне-девонский интрузивный</p>	<p>Пострудные</p>

Наиболее крупным из субмеридиональных нарушений ($330-340^\circ$) является главный Маканский разлом дорудного заложения. Разлом детально изучен только в пределах Северо-Маканского участка, Маканского месторождения и Южно-Маканского рудопроявления. Падение его на указанных участках СВ под углом $60-80^\circ$. На других площадях разлом прослежен слабо (даже с поверхности). На СЗ он выходит за пределы рудного поля и в районе вновь открытого Петропавловского месторождения сочленяется с Бурибайским разломом, а на ЮВ протягивается до центральной части Макано-Мамбетовской рудоносной зоны, где несколько южнее участка «Маканский пруд» срезается Мамбетовским надвигом.

Восточнее и западнее основного Маканского разлома имеется еще ряд слабо прослеженных нарушений субмеридионального простирания, главным из которых является Центральная зона дробления.

Разрывные нарушения СЗ простирания ($300-310^\circ$) оперяют разрывы субмеридионального простирания. Некоторые из них представляют сложнопостроенные мобильные тектонические зоны дорудного заложения, неоднократно приоткрывавшиеся в процессе геологического развития Макано-Мамбетовской рудоносной зоны. Наиболее крупным разломом такого рода является тектоническая зона, проходящая в районе Ташкулинского месторождения. Падение ее ЮЗ под углом $45-60^\circ$.

Тектонические нарушения СВ простирания ($20-50^\circ$) выделяются, в основном, по данным дешифрирования аэрофотоснимков. Иногда они фиксируются дайками дацитовых порфиритов. Изучены эти нарушения слабо.

Субширотные (восток-северо-восточные) нарушения имеют большое значение в строении Макано-Мамбетовской рудоносной зоны. В плане они часто фиксируются по резкой смене пород различного состава, а в продольном разрезе — перепадом мощностей вулканогенных толщ в $100-150$ м на отрезке длиной $100-200$ м.

Обилие тектонических нарушений при повсеместном пологом падении крыльев основных структур позволяет считать, что определяющими элементами тектоники рудного поля являются не складчатые дислокации, а разрывные движения блокового характера.

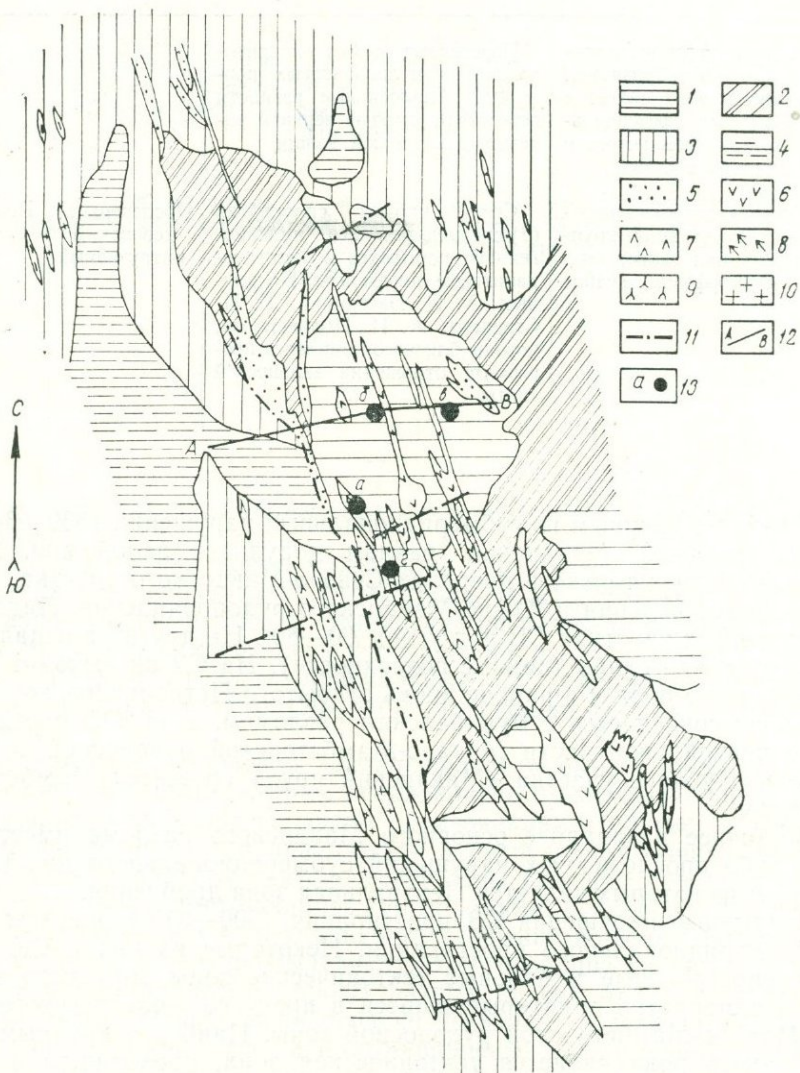


Рис. 1. Геологическая карта Маканского рудного поля.

1 — дацитовая толща: порфириды дацитового состава, лито- и витрокристалло-класические туфы дацитового и смешанного состава с подчиненными прослоями кремнисто-глинистых туфитов, туфогравелитов; 2 — андезитовая толща: туфы, агломераты и лавы андезитового состава; 3 — андезито-базальтовая толща: туфы, агломераты и лавы андезито-базальтового состава; 4 — базальтовая толща: диабазы, диабазовые порфириды, спилиты; 5 — серицит-кварцевые и хлорито-серпичито-кварцевые породы с вкрапленностью сульфидов; 6 — жильные тела дацитовых порфиритов поздней стадии; 7 — жильные тела дацитовых порфиритов ранней стадии; 8 — диабазы и диабазовые порфириды жильные; 9 — малые интрузии габбро-диабазов, габбро-диоритов; 10 — малые интрузии диоритов, плагиоклазитов; 11 — тектонические нарушения; 12 — линия геологического разреза; 13 — медноколчеданные месторождения: а — Маканское, б — Восточно-Маканское, в — Ташкулинское, г — Южно-Маканское оруденение.

В пределах Маканского рудного поля известны Маканское, Восточно-Маканское и Ташкулинское месторождения и большое число рудопроявлений.

Маканское месторождение состоит из шести небольших медноколчеданных залежей, четыре из которых являются промышленными. Залежи приурочены к серицито-кварцевым и хлоритосерицито-кварцевым породам, сопровождающим главный Маканский разлом. Оруденение связано с породами андезитового состава, залегающими под покровом дацитовой толщи. Глубина залегания рудных тел колеблется от 13 до 300 м. Руды сложены медно-цинковым и медным колчеданом (массивным и вкрапленным).

Восточно-Маканское месторождение приурочено к небольшому сводовому поднятию, осложняющему отрицательную структуру центральной части рудного поля. Месторождение находится под покровом отложенной дацитовой толщи мощностью 50—150 м. Рудные тела располагаются в верхней части разреза андезитовой толщи. Морфология рудных тел сложная. Она определяется сочетанием крутопадающих тектонических зон и пологих зон межслоевого дробления пород. Руды медно-цинковые, массивные и вкрапленные.

Ташкулинское месторождение представлено вкрапленными цинковыми и медно-цинковыми рудами, которые слагают небольшой мощности межслоевое тело, приуроченное к контакту андезитовой и дацитовой толщ.

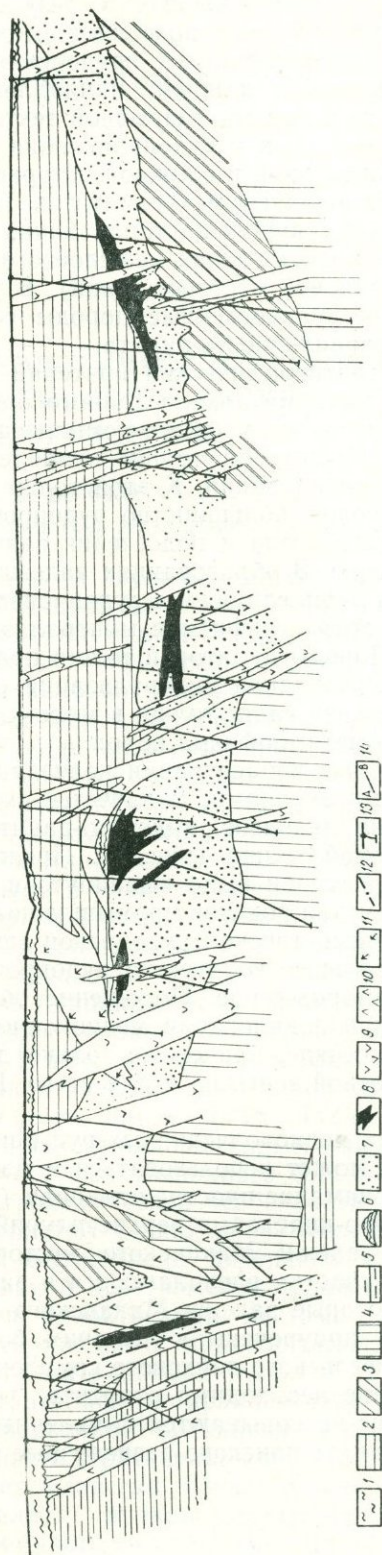


Рис. 2. Геологический разрез по линии АВ.

1 — рыхлые мезо-кайнозойские отложения; 2 — дацитовая толща; порфиры дацитового состава, лито- и выгрокристаллоклистические туфы дацитового и смешанного состава; агломераты андезито-дацитового и дацитового состава с подчиненными прослоями кремнисто-глинистых туфитов, туфогравелитов; 3 — андезитовая толща; туфы, агломераты и лавы андезитового состава; 4 — андезито-базальтовый толща; туфы, агломераты и лавы андезито-базальтового состава; 5 — базальтовая толща; диориты, диабазовые порфиры, спилиты; 6 — кремнистые туфиты; 7 — серицито-кварцевые и хлоритосерицито-кварцевые породы; 8 — вкрапленностью сульфидов; 9 — массивные и прожилково-вкрапленные медноколчеданные руды; 10 — массивные и прожилково-вкрапленные медноколчеданные руды; 11 — жилы и жилы с вкрапленностью сульфидов; 12 — массивные и диабазовые порфиры ранней стадии; 13 — жилы и жилы с вкрапленностью сульфидов; 14 — линия геологического разреза.

Анализ данных, полученных в результате изучения рудоносности Маканского рудного поля, позволяет выявить ряд закономерностей локализации медноколчеданного оруденения. Ведущая роль в процессе рудогенеза, по нашим данным, принадлежит структурному контролю оруденения, в особенности разрывной тектонике. В структурном отношении все месторождения и рудопроявления приурочены к разрывным нарушениям с длительной и сложной историей развития, сопровождаемым зонами рассланцованных метасоматитов. Промышленное оруденение локализуется как в секущих крутопадающих зонах (Маканское месторождение), так и в пологих зонах межслоевого дробления (Восточно-Маканское и Ташкулинское месторождения). В удалении от зон дробления и рассланцевания вулканогенные породы содержат, как правило, всего лишь убогую вкрапленность пирита.

Литолого-стратиграфический критерий является вторым важным фактором локализации медноколчеданного оруденения в пределах рудного поля. Установлено, что из всего комплекса верхнесилурийских отложений породы андезитовой толщи наиболее подвержены оруденению и сульфидной минерализации. К этой толще приурочены все месторождения и подавляющее большинство рудопроявлений. В разрезе андезитовой толщи рудные тела и подсечения занимают различное пространственное положение. В образованиях андезито-базальтовой и базальтовой толщ известны лишь единичные рудопроявления с промышленным содержанием меди, хотя сульфидная минерализация в них встречается почти повсеместно. Породы дацитовой толщи практически не минерализованы. Вкрапленная сульфидная минерализация (в основном пирит) встречается иногда в нижней части толщи в маломощных зонах дробления и гидротермального метаморфизма пород.

Промышленные концентрации колчеданных руд локализованы под литологическими экранами. В качестве экранов выступают кремнистые туффиты, дайки диабазов, андезито-дацитовых порфиритов и в целом породы дацитовой толщи (рис. 2). Предположение об экранирующей роли дацитовой толщи было выдвинуто в 1963 г. и послужило своеобразным толчком для поисков промышленных залежей в центральных частях Макано-Мамбетовской рудоносной зоны. В настоящее время здесь выявлено наибольшее количество рудопроявлений и открыто Восточно-Маканское месторождение. Положение об экранирующей роли дацитовой толщи при локализации медноколчеданного оруденения остается актуальным и сейчас, причем не только для площади Макано-Мамбетовской рудоносной зоны, но и для всего Бурибай-Маканского рудного района.

При поисках медноколчеданных руд в пределах рудного поля в определенной мере может использоваться и магматический критерий. Обращает на себя внимание пространственная (парагенетическая) связь оруденения с габбро-диабазами верхнесилурийского интрузивного комплекса. Почти все залежи Маканского месторождения и рудопроявления Гражданского участка располагаются висячем боку интрузий габбро-диабазов. Некоторые залежи Маканского месторождения (первая, четвертая, пятая) приурочены к лежащим бокам диабазов и диабазовых порфиритов эйфельского дайкового комплекса.

В заключение необходимо отметить, что перспективы Маканского рудного поля не исчерпываются выявленными месторождениями и здесь следует продолжать поисково-разведочные работы.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ГЕНЕЗИС АЙДЫРЛИНСКОГО КОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Г. В. БОЖКО

Оренбургское территориальное геологическое управление

Месторождение размещается в вулканогенных породах Байтук-Айдырлинской зеленокаменной полосы на стыке Суундукского и Адамовского антиклинориев. Ближайшие его окрестности характеризуются пестротой состава и сложностью стратиграфического разреза отложений (от ордовика до визейского яруса карбона), напряженностью пликативной и дизъюнктивной тектоники, обилием и разнообразием проявлений магматизма (рис. 1). Рудовмещающая вулканогенная толща, именуемая айдырлинской, имеет условно силурийско-нижнедевонский (по-видимому, доэйфельский) возраст. По химическому составу породы этой толщи варьируют от базальтов до андезито-дацитов (рис. 2). Лавовые фации представлены главным образом миндалекаменными порфиритами: плагиоклазовыми, реже уралитовыми и уралит-плагиоклазовыми. Наиболее развиты плагиоклазовые микропорфиры андезитового и андезито-базальтового состава. Широко распространены кластолавы. В вертикальном разрезе толщи, общая мощность которой составляет порядка 1—2 тыс. м, значительная роль принадлежит несортированным и слабо сортированным пирокластическим породам: от пепловых туфов до глыбовых вулканических брекчий. В центральной части Айдырлинского рудного поля, в районе колчеданной залежи, лавы занимают подчиненное положение в разрезе, уступая место пирокластам. Туфы в отношении петрографического состава эквивалентны отмеченным выше порфиритам. Широко распространены также туфы смешанного состава, в особенности порфирокластические. Петрохимические особенности айдырлинской вулканогенной толщи характеризуют ее как достаточно типично выраженную известково-щелочную ассоциацию, первичный химический состав пород которой в значительной мере изменен процессами глубокого зеленокаменного перерождения, альбитизации, местами также регионально-контактового и гидротермального метаморфизма. Петрографолитологические особенности рассматриваемой толщи и ее строение свидетельствуют о том, что она отлагалась (по крайней мере, в своей значительной части) в условиях субаэрального вулканизма в результате существенно эксплозивной деятельности стратовулканов.

Выше по разрезу залегает слоистая пачка условно эйфельского возраста, которая представлена вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами, туффитами, кремнистыми сланцами. Далее следуют вул-

каномиктовые брекчии и конгломераты франского возраста, которые, в свою очередь, перекрываются брединской угленосной свитой.

Тектоническая структура Айдырлинского рудного поля весьма сложная. Ее расшифровку затрудняет слабая обнаженность, отсутствие маркирующих горизонтов среди эффузивов айдырлинской толщи, интенсивное проявление разрывной тектоники и интрузивного магматизма. В центральной и северной частях рудного поля вулканогенная толща в общих чертах представляет собой сложную моноклиаль СВW простирания, полого погружающуюся на восток. На юге моноклиаль срезается разрывом, за которым вулканогенная толща имеет СЗ простирание и крутое, вплоть до вертикального, падение. Еще южнее, вблизи массива серпентинитов, наблюдается широкая зона смятия, где вулканогенные породы были преобразованы в фельдшпатизированные тектониты.

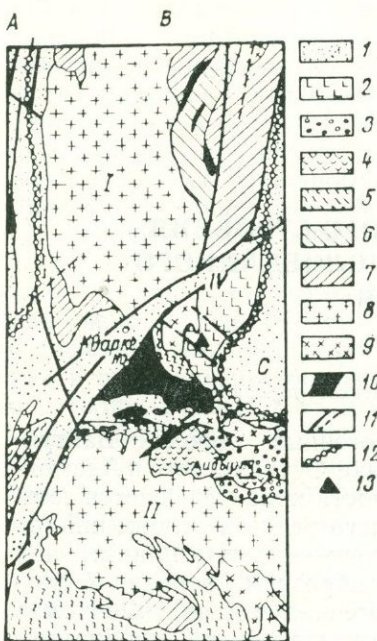


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района Айдырлинского колчеданного месторождения (по Я. А. Рихтеру, с некоторыми изменениями автора статьи).

1 — нижний карбон, терригенные, угленосные и карбонатные отложения; 2 — айдырлинская вулканогенная толща; 3 — верхний девон, молассовая формация; 4 — альбитофири-диабазовая толща (предположительно $S_2 - D_1$); 5 — глубоко метаморфизованные, гранитизированные вулканогенные породы; 6 — нижний ордовик, метаморфизованные терригенные отложения; 7 — кембрий, метаморфические породы; 8 — граниты адамовского комплекса; 9 — умеренно кислые гранитоиды пластовского комплекса; 10 — серпентиниты; 11 — разломы; 12 — границы структурных зон; 13 — Айдырлинское медноколчеданное месторождение.

I — Суундукский гранитный массив; II — Кайндинский гранитный массив; III — Айдырлинский серпентинитовый массив; IV — Айдырлинский глубинный разлом; А — Тагил-Магнитогорский прогиб; В — Восточно-Уральское поднятие; С — Восточно-Уральский прогиб.

странственной ассоциации умеренно глубинных и гипабиссальных тел, а также во взаимопереходах различных фациальных типов пород в пределах одних и тех же массивов. В состав интрузий входят гранодиориты, диориты, в том числе кварцевые габбро, диорит- и габбро-порфириды, гранодиорит-порфиры, дацитовые порфиры и другие породы. Наиболее крупные интрузивные массивы, в частности Айдырлинский, сложены преимущественно гранодиоритами. Имеющиеся определения абсолютного возраста серицитов из зон гидротермального изменения в гранодиоритах (Овчинников, 1963) дают верхнюю возрастную границу гра-

нородной и северной частях рудного поля вулканогенная толща в общих чертах представляет собой сложную моноклиаль СВW простирания, полого погружающуюся на восток. На юге моноклиаль срезается разрывом, за которым вулканогенная толща имеет СЗ простирание и крутое, вплоть до вертикального, падение. Еще южнее, вблизи массива серпентинитов, наблюдается широкая зона смятия, где вулканогенные породы были преобразованы в фельдшпатизированные тектониты.

Рудовмещающая толща с резко выраженным структурным несогласием перекрывается слоистой пачкой эйфеля (?), которая совместно с вышележащими отложениями (вплоть до визейского яруса) образует относительно простую моноклиаль, полого падающую на восток. Исключительно мощно в пределах рудного поля проявилась разрывная тектоника. Наиболее важной является система зон разрывов — рассланцевания СЗ простирания, которая контролирует размещение ряда интрузий и проявлений колчеданной минерализации. Горные породы айдырлинской и вышележащих толщ большей частью интенсивно рассланцованы. Преобладает полого ориентированная слацеватость, но местами отмечается и крутопадающая рассланцовка вдоль зон разрывов.

До 50% площади рудного поля занимают интрузии разнообразных форм (см. рис. 2). Характерной особенностью их является полифациальный характер, проявляющийся в тесной про-

питоидов 312—315 млн. лет (средний карбон). Геологическая позиция рассматриваемых интрузий, их состав, возраст позволяют отнести их, согласно Б. К. Львову (1963, 1964, 1965), к так называемому Пластовскому интрузивному комплексу.

Колчеданное месторождение представляет собой сильно вытянутое по падению языкообразной формы полого залегающее существенно пиритное тело (рис. 3). Оно размещается на контакте гранодиорит - дацитовый интрузии с зеленокаменной толщей. Контакт интрузии опрокинут в сторону вмещающих пород, вследствие чего дацитовые порфиры служат кровлей колчеданной залежи, а зеленокаменные породы являются подрудной толщей. По минералогическому составу и окolorудным изменениям пород Айдырлинское месторождение аналогично многим другим колчеданным месторождениям Урала. Залежь на 90% объема сложена сплошными сульфидными рудами. Главным рудным минералом является пирит, подчиненное распространение имеют халькопирит и клейофан, в виде примеси встречается блеклая руда и галенит. Нерудные минералы представлены серицитом, кварцем, реже карбонатом и хлоритом. Руды большей частью массивные, встречаются полосчатые и брекчиевидные.

Строение рудного тела, его взаимоотношения с вмещающими породами, структурно-текстурные особенности руд свидетельствуют о преимущественно метасоматическом способе отложения рудного вещества. Как и на большинстве других колчеданных залежей Урала, на Айдырлинском месторождении выявлены разновозрастные минеральные ассоциации: первичная — существенно пиритовая и более поздняя — медноцинковая. Рудное тело окружено, в особенности со стороны лежащего бока, мощным ореолом гидротермально измененных пород. Наиболее интенсивно проявлены серицитизация и пиритизация, менее распространено окварцевание. На удалении от рудного тела местами наблюдается замещение пород карбонатом и хлоритом.

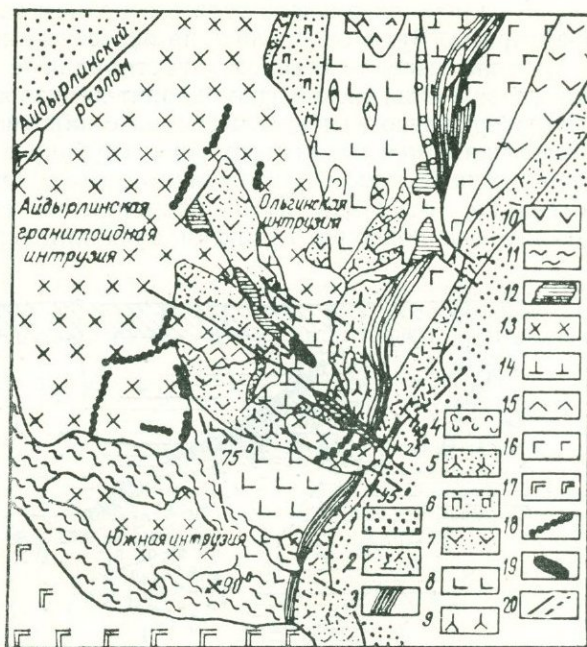


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Айдырлинского рудного поля (составил Г. В. Божко).

1 — нижний карбон, брединская угленосная свита; 2 — верхний девон, вулканомиктовые обломочные породы кислого состава (брекчин и конгломераты); 3 — средний или верхний девон, вулканомиктовые песчаники и алевролиты, туффиты, кремнистые сланцы; айдырлинская вулканогенная толща (силур — нижний — средний девон?); туфы; 4 — смешанного состава; 5 — андезито-дацитового состава; 6 — порфиритов; 7 — уралитовых порфиритов; порфириты; 8 — плагиоклазовые андезито-базальтового состава; 9 — андезито-дацитовые порфириты; 10 — уралитовые базальтового состава; 11 — огнейсованные и фельдшпатизированные породы зоны сматия; 12 — пиритизированные кварцево-серицитовые породы и сланцы; 13 — умеренно кислые гранитоиды и другие породы; 14 — дацитовые порфиры; 15 — диориты, диоритовые порфириты; 16 — габбро, габбро-порфириты; 17 — серпентиниты; 18 — золотосные кварцевые жилы; 19 — проекция колчеданной залежи на поверхность; 20 — разрывы установленные и предполагаемые.

Локализация рудного тела в основном контролируется структурными факторами. Руды отлагались на пересечении рудоподводящей тектонической зоны северо-западного простирания с тектонически ослабленным контактом Олгинской гранодиорит-дацитовый интрузии. Мощный ореол гидротермально измененных пород с пиритной вкрапленностью, который прослеживается на значительную глубину в породах лежащего бока залежи и на большом протяжении от нее в северо-западном направлении, очевидно, отмечает пути продвижения гидротермальных растворов. Дацитовые порфиры интрузии служили экраном для рудоносных рас-

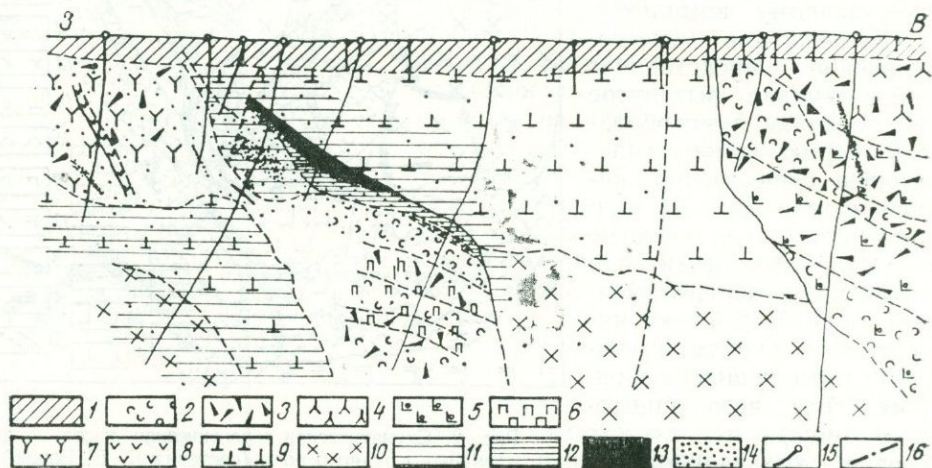


Рис. 3. Геологический разрез Айдырлинского колчеданного месторождения.

1 — рыхлые образования коры выветривания; 2 — туфы крупнообломочные и лапиллиевые; 3 — вулканические брекчи (состав показан наложением знака соответствующей эффузивной породы); 4 — андезитодацитовый порфирит; 5 — миндалекаменный плагиоклазовый порфирит; 6 — порфирит, порфиритоид, ближе не определенные; 7 — уралитовый базальтовый порфирит; 8 — диабаз; 9 — дацитовый порфир; 10 — гранодиорит, кварцевый диорит; 11 — кварцево-серпичитовая порода пиритизированная; 12 — кварцево-серпичитовый сланец пиритизированный; 13 — сплошная колчеданная руда; 14 — густая вкрапленность сульфидов; 15 — буровые скважины; 16 — предполагаемый разрыв.

творов, а тектонически подготовленная контактовая зона — местом локализации рудного тела. Породы всяческого бока колчеданной залежи серицитизированы и пиритизированы, хотя и в меньшей степени, чем подрудная толща. Интенсивная серицитизация и вкрапленность сульфидов отмечается также во многих интрузивах рудного поля. Таким образом, колчеданное оруденение отчетливо эпигенетично не только по отношению к вулканогенной толще, но и к прорывающим ее интрузиям Пластовского комплекса. Абсолютный возраст серицита из рудной зоны колчеданного месторождения (315 млн. лет, т. е. средний карбон) также свидетельствует в пользу этого вывода.

Колчеданные руды носят следы позднейшего метаморфизма и перекристаллизации. Одним из признаков переотложения рудного вещества являются прожилково-полосчатые текстуры, проявляющиеся в виде субпараллельно ориентированных прожилковидных обособлений грубозернистого пирита и халькопирита в мелкозернистом колчедане. Признаками тектонических деформаций руды являются также встречающиеся в ней трещины с бороздами скольжения и хрусталеносные кварцевые прожилки.

С поисковой точки зрения важен факт тесной пространственной ассоциации колчеданного оруденения с интрузиями пластового комплекса. Так, например, в Айдырлинском рудном поле наблюдается приурочен-

ность, с одной стороны,— проявлений гидротермального метаморфизма и колчеданной минерализации, с другой — отдельных небольших диорит-гранодиоритовых интрузий, апофиз более крупных интрузивных тел и серий дацитовых и гранодиорит-порфировых жил к одной и той же системе разрывов северо-западного простирания. Это следует учитывать при выборе площадей для постановки поисковых работ и при выявлении рудоконтролирующих тектонических элементов в новых районах.

ЛИТЕРАТУРА

- Львов Б. К. Геолого-петрографические и минералого-геохимические особенности герцинитских интрузий восточного склона Южного Урала. — Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Первого Урал. петрогр. совещ., т. III. Свердловск, 1963.
- Львов Б. К. Гранитоиды южной части восточного склона Южного Урала. — Геология СССР, т. XIII. Башкирская АССР и Оренбургская область. Ч. I. М., «Недра», 1964.
- Львов Б. К. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Кочкарского района (Южный Урал). Л., 1965 (ЛГУ).
- Овчинников Л. Н. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала. — Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Первого Урал. петрогр. совещ., т. I. Свердловск, 1963.

**ПРИНЦИПЫ ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКИ КОЛЧЕДАННЫХ
РУДОПРОЯВЛЕНИЙ ПО ДАННЫМ СОСТАВЛЕНИЯ КАРТЫ
МЕТАМОРФИЗМА**

(На примере Вишневого участка)

Ш. Н. КАЦ

Башкирское территориальное геологическое управление

Участок расположен в южной части Баймакского рудного района на Южном Урале и сложен вулканогенно-осадочным комплексом пород предположительно верхнего силура — нижнего девона.

В строении Вишневого участка принимают участие кварцевые порфириды, плагиоклазовые дацитовые порфириды и пироксен-плагиоклазовые андезитовые порфириды, перекрывающиеся осадочными породами верхнего девона, выходящими в западной части участка (рисунок).

Составление детальной карты метаморфизма позволило установить на площади участка фации регионального метаморфизма, выделенные и описанные впервые В. М. Нечухиным (1963), минеральные фации околорудного метасоматоза, принципы выделения которых разработаны В. А. Прокиным, и элементы динамометаморфизма.

В пределах участка представлены две фации регионального метаморфизма зеленых сланцев и пумпеллиит-пренитовая. В составе первой выделяется хлоритово-эпидотовая, во второй — пумпеллиит-хлоритовая субфации. Встречающиеся минеральные ассоциации приведены в таблице. В породах фации зеленых сланцев основные и средние плагиоклазы подвергаются деанортизации с образованием альбита или альбита-олигоклаза и кальцийсодержащих минералов: эпидота, цоизита, клиноцоизита, карбоната. Роговая обманка замещается хлоритом и сфеном, пироксен-хлоритом и кварцем; основное стекло разлагается с образованием хлорита, кислое стекло раскристаллизовывается до микрозернистого кварца.

Для пумпеллиит-пренитовой фации при разложении плагиоклаза характерно образование пумпеллиита, часто совместно с минералами группы эпидота, причем пумпеллиит корродирует эпидот и другие минералы этой группы. Пироксен обычно замещается кварцем, пумпеллиитом и очень редко пренитом.

Минеральные фации околорудного метасоматоза характеризуются локальными изменениями горных пород под влиянием гидротермальных рудоносных растворов. На описываемом участке околорудные породы подразделены на: а) полностью измененные метасоматические породы и б) частично измененные породы. К первой группе относятся минеральные фации: серицито-кварцевая, серицито-хлорито-кварцевая, кварц-эпидотовая и кварц-пумпеллиитовая, ко второй — серицитовая, карбонатная и гематитовая (см. таблицу).

Серицито-кварцевая фация представлена серицито-кварцевыми и кварц-серицитовыми породами, образовавшимися по катаклазированной

Региональный метаморфизм

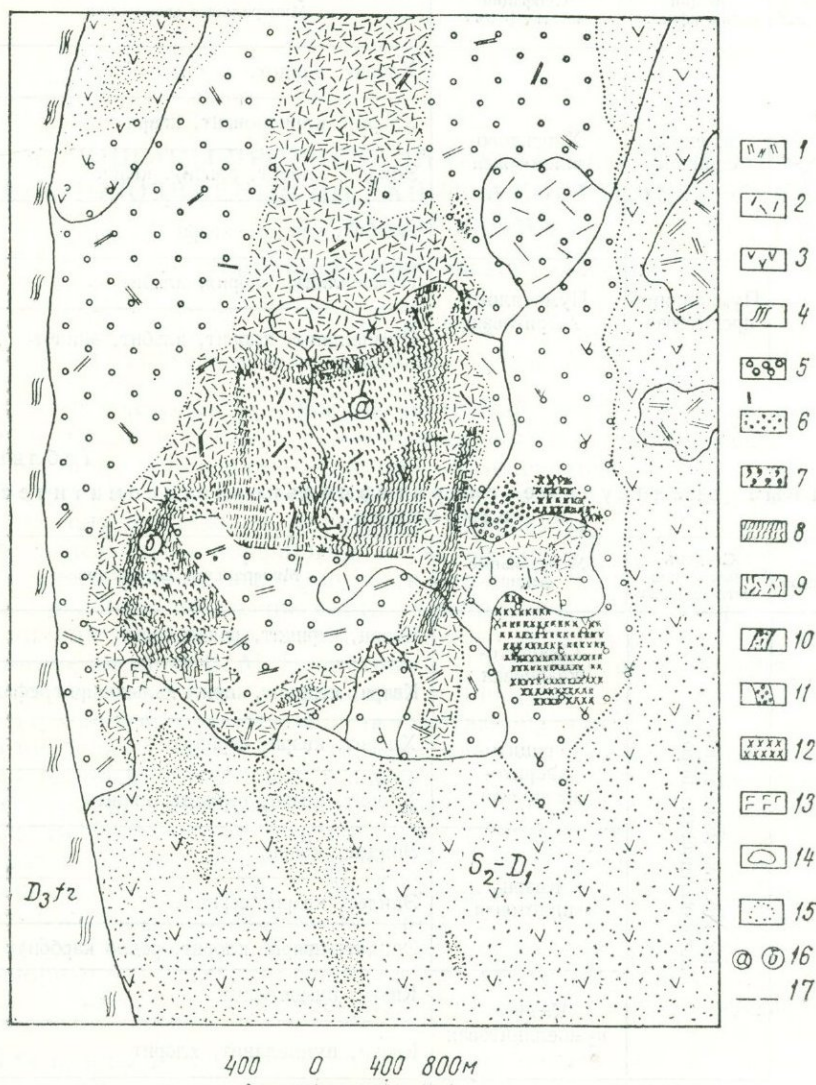
Характер метаморфизма	Фацции метаморфизма	Субфацции метаморфизма	Минеральные ассоциации
Изохимические процессы (без существенного приноса и выноса вещества)	Зеленых сланцев	Хлоритово-эпидотовая	Хлорит, эпидот, альбит
			Хлорит, клиноцоизит, кварц
			Эпидот, хлорит, альбит, кварц
			Альбит, эпидот, кварц
	Пумпеллиит-пренитовая	Пумпеллиит-хлоритовая	Пумпеллиит, хлорит, альбит
			Пумпеллиит, хлорит, альбит, эпидот

Таблица 2

Локальные окологрудные гидротермально-метасоматические изменения

Характер метаморфизма	Степень проявления метасоматоза	Минеральные фацции	Минеральные ассоциации
Аллохимические процессы (с существенным приносом и выносом вещества)	Полностью измененные метасоматические породы	Серицито-кварцевая	Кварц, серицит, редко барит
			Кварц, серицит, пирит, халькопирит, сфалерит
		Серицито-хлорито-кварцевая	Хлорит, кварц, серицит
			Хлорит, кварц, серицит, пирит
		Кварц-эпидотовая	Эпидот, кварц
			Эпидот, кварц, серицит
			Эпидот, кварц, хлорит, редко карбонат
		Кварц-пумпеллиитовая	Кварц, пумпеллиит
	Кварц, пумпеллиит, хлорит		
	Частично измененные породы	Серицитизированные породы	Альбит, эпидот, серицит, хлорит, кварц
			Серицит, альбит, хлорит, кварц
			Серицит, альбит, хлорит, кварц, пирит, халькопирит
Карбонатизированные породы		Карбонат, альбит, эпидот, хлорит, кварц	
		Карбонат, альбит, эпидот, серицит, кварц	
		Карбонат, альбит, хлорит, кварц	
Гематитизированные породы	Гематит, альбит, эпидот, хлорит, кварц		
	Гематит, альбит, эпидот, хлорит, кварц, серицит		

ным, рассланцованным в различной степени кварцевым дацитовым и плагиоклазовым дацитовым порфирирам. Плагиоклаз в порфирировых выделениях и в основной ткани полностью замещен серицитом, часто совмест-



Карта метаморфизма.

1 — кварцевые дацитовые порфириры; 2 — плагиоклазовые дацитовые порфириры; 3 — пироксен-плагиоклазовые андезитовые порфириры; 4 — кремнистые и глинистые сланцы, песчаники. Фации регионального метаморфизма: 5 — зеленых сланцев; 6 — пумпеллит-пренитовая; 7 — фации околорудного метаморфизма: 7 — серицит-кварцевая, 8 — серицит-хлорито-кварцевая; 9 — серицитизированных пород; 10 — кварц-пумпеллитовая; 11 — кварц-эпидотовая; 12 — карбонатизированных пород; 13 — гематитизированных пород; 14 — контуры пород; 15 — границы метаморфических фаций; 16 — рудопроявления; а — Вишневское; б — Западно-Вишневское; 17 — тектонические нарушения.

но с кварцем. Серицито-кварцевые породы обычно содержат вкрапленность пирита, изредка с халькопиритом в количестве от долей до 10—12%. Сульфидная вкрапленность рассеяна по всей массе породы. В участках интенсивно дробленных, рассланцованных вкрапленность заметно концентрируется вдоль плоскостей трещин и сланцеватости. Раз-

мер зерен пирита от сотых долей до 1—2 мм. Взаимоотношения серицита и пирита различные: грани пирита секут чешуйки серицита и здесь же, рядом, серицит в виде гребенчатых агрегатов нарастает на грани пирита. Нет оснований предполагать, что серицит принадлежит к двум различным генерациям. Очевидно, серицит и пирит выделились близкоодновременно.

Серицито-хлорито-кварцевая фация представлена серицито-хлорито-кварцевыми, серицито-кварц-хлоритовыми, хлорито-серицито-кварцевыми породами, образовавшимися по кварцевым дацитовым и плагиоклазовым дацитовым порфирирам. Развита она по менее рассланцованным и трещиноватым породам и на более широких площадях по сравнению с серицито-кварцевыми породами. Текстура метасоматитов данной фации более разнообразна, чем предыдущая. Наряду с массивной встречаются пятнистые, брекчиевидные текстуры, которые образовались, очевидно, в результате замещения первичных обломочных или брекчированных пород. Количественные соотношения серицита, хлорита, кварца резко неравномерны в «пятнах» или обломковидных обособлениях и в остальной массе. Плагиоклаз в порфирировых выделениях и в основной массе полностью замещен хлоритом, серицитом, иногда вторичным кварцем, роговая обманка хлоритизирована. Сульфидная вкрапленность встречается реже, чем в серицит-кварцевых породах. Характерны редкие тонкие прожилки, мелкие скопления, примазки по поверхностям трещин и сланцеватости. Присутствует главным образом мелкозернистый пирит, редко халькопирит.

Кварц-эпидотовая фация представлена кварц-эпидотовыми, хлорит-кварц-эпидотовыми, серицит-эпидот-кварцевыми породами, образующимися по кварцевым дацитовым и пироксен-плагиоклазовым андезитовым порфирирам. Текстуры метасоматитов фации разнообразны: массивные, пятнистые, прожилково-пятнистые. Рисунок последних обязан неравномерному распределению эпидота, кварца, хлорита и зависит, вероятно, не только от текстуры первичной обломочной породы, но и от внутриминерализованных тектонических подвижек. Среди метасоматитов данной фации часто встречаются полностью перекристаллизованные разности с гранобластовой структурой. Плагиоклаз, пироксен в порфирировых выделениях и основной ткани полностью замещаются эпидотом, кварцем, хлоритом, реже серицитом. Серицит всегда корродирует эпидот. Сульфидная вкрапленность отсутствует.

Кварц-пумпеллиитовая фация представлена кварц-пумпеллиитовыми и хлорит-кварц-пумпеллиитовыми породами, развивающимися по пироксен-плагиоклазовым и плагиоклазовым андезитовым порфирирам и редко по кварцевым дацитовым порфирирам. Текстура метасоматитов обычно массивная. Плагиоклаз и пироксен в порфирировых выделениях и основной массе полностью замещены пумпеллиитом, кварцем, хлоритом. Сульфидная вкрапленность здесь также отсутствует.

Фация серицитизированных пород является переходной между хлорито-серицито-кварцевыми метасоматическими породами и породами, не затронутыми околорудным метасоматозом. Серицитизация развивается по кварцевым и плагиоклазовым дацитовым порфирирам, редко по андезитовым порфирирам. Сульфидная вкрапленность встречается редко в виде отдельных зернистых скоплений, примазок по плоскостям трещин, тонких прожилков.

Карбонатизация развивается по дацитовым и андезитовым порфирирам, изредка в виде небольших скоплений по серицит-кварцевым и серицито-хлорито-кварцевым породам. Микроскопическое изучение показывает, что карбонат всегда является наиболее поздним из минералов

околорудного метасоматоза. Он развивается в виде неправильных скоплений, иногда в прожилках. Сульфидная вкрапленность в карбонатизированных породах отсутствует.

Гематитизация развивается по кварцевым дацитовым и андезитовым порфирирам, придавая породам прожилково-пятнистую текстуру. Гематит в виде тонкозернистого агрегата развивается в основной массе пород, вдоль трещин и лишь в единичных случаях развивается по фенокристам плагиоклаза и пироксена.

Основной задачей при составлении детальных карт метаморфизма рудных полей является выявление зональности околорудных гидротермально-метасоматических изменений пород. Как показал подсчет баланса вещества, выполненный для Сибайского и Бурибаевского месторождений В. А. Прокиным, в общей зональности околорудных изменений следует различать зоны выноса (выщелачивание) вещества и зоны осаждения (базификации) выносимых компонентов. До настоящего времени детально изучались преимущественно зоны выноса вещества. Зоны осаждения изучены слабо ввиду того, что околорудные изменения исследовались преимущественно непосредственно вблизи от рудных тел.

К зоне выноса относятся минеральные фации: серицит-кварцевая, серицито-хлорито-кварцевая и серицитизированных пород, обычно залегающие в лежащем боку рудных тел. Из этой зоны полностью или частично выносятся кальций, магний, железо и привносятся калий, сера и ряд других компонентов. К зоне осаждения нами отнесены минеральные фации: кварц-пумпеллиитовая, кварц-эпидотовая, карбонатизированных и гематитизированных пород. Отнесение пород последних трех фаций к околорудным изменениям основывается на изучении месторождений Сибайского (Прокин и др., 1963), Майского (Исмагилов, 1966), Гайского (Пшеничный, 1966) и ряда других колчеданных месторождений Южного Урала. Во всех месторождениях упомянутые три фации приурочены к экзоконтакту серицит-хлорит-кварцевых и серицитизированных пород и залегают в всячем боку рудных тел.

Кварц-пумпеллиитовые породы как фация околорудных изменений выделена нами впервые на основании данных, полученных при составлении крупномасштабной карты метаморфизма центральной части рудного района. В пределах нескольких рудных полей отмечались многочисленные участки кварц-пумпеллиитовых пород по простиранию зон серицитизированных пород.

На описываемом участке (см. рисунок) все вышеперечисленные фации околорудного метасоматоза образуют широкую полосу, протягивающуюся в субмеридиональном направлении. В центральной и северной частях участка на поверхности палеозоя обнажаются метасоматические породы зоны выноса. Наиболее интенсивно процессы выноса протекали в районе рудопроявлений Вишневого и Западно-Вишневого, где первичные породы изменены до серицит-кварцевых и серицито-хлорито-кварцевых. Указанные метасоматиты окружены фацией частично серицитизированных пород, которые прослеживаются до северной границы участка. В южной и северо-западной частях его развиты фации зоны осаждения: кварц-пумпеллиитовая, кварц-эпидотовая, гематитизированных и карбонатизированных пород. Они развиты по андезитовым порфирирам, налегающим на кварцевые и плагиоклазовые дацитовые порфириды. Такое положение метасоматитов зоны отложения позволяет предположить, что под ними залегают метасоматиты зоны выноса, т. е. андезитовые порфириды являются экранирующим горизонтом.

Широкая полоса пород, подверженных околорудному метасоматозу, фиксирует наличие соответствующей тектонически ослабленной зоны

субмеридионального направления. Внутри этой зоны дизъюнктивная тектоника проявилась неравномерно. Наряду с участками, интенсивно раздробленными и рассланцованными, имеются блоки пород, ограниченные разломами, но не затронутые разрывными нарушениями и, соответственно, околорудным метасоматозом. (Например, блок кварцевых порфиров, расположенный южнее Вишневого рудопроявления).

Известные на участке два рудопроявления представлены мелкими телами массивных и прожилково-вкрапленных золото-колчеданных руд, залегающих среди серицито-кварцевых и серицито-хлорито-кварцевых пород. Концентрация сульфидов объясняется здесь, очевидно, локальными тектоническими факторами. Отсутствие важного фактора локализации — экранирующих пород — явилось, вероятно, основной причиной отсутствия также крупных рудных скоплений в центральной части участка. Выше было сказано, что андезитовые порфириды, развитые в южной и северо-западных частях участка, являются экранирующим горизонтом для околорудного метасоматоза. Следовательно, дальнейшие поиски должны быть сосредоточены именно в этих частях участка. Широкое площадное распространение фаций околорудного метасоматоза позволяет ожидать выявление значительных рудных скоплений.

ЛИТЕРАТУРА

- Исмагилов М. И. Особенности метасоматических изменений боковых пород на золото-колчеданных месторождениях Баймакского района (Южный Урал). — Материалы ко Второй конференции по околорудному метасоматизму. Л., 1966.
- Нечеухин В. М. Вулканогенные породы восточной части Баймакского района (Южный Урал) и некоторые особенности их метаморфизма. — Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Первого Урал. петрогр. совещ., т. 2. Свердловск, 1963.
- Ишеничный Г. Н. Околорудные изменения на Гайском медноколчеданном месторождении и их зональность. — Материалы ко Второй конференции по околорудному метасоматизму. Л., 1966.
- Прокин В. А., Рудаков В. М., Солодкий Н. Н. Метасоматические породы колчеданных месторождений Южного Урала. — Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Первого Урал. петрогр. совещ., т. 2. Свердловск, 1963.

САЛАВАТСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ПРОЖИЛКОВО-ВКРАПЛЕННЫХ МЕДНЫХ РУД

Б. Д. МАГАДЕЕВ, А. К. ТИМЕРГАЗИНА

*Башкирское территориальное геологическое управление,
Горно-геологический институт Башкирского филиала АН СССР*

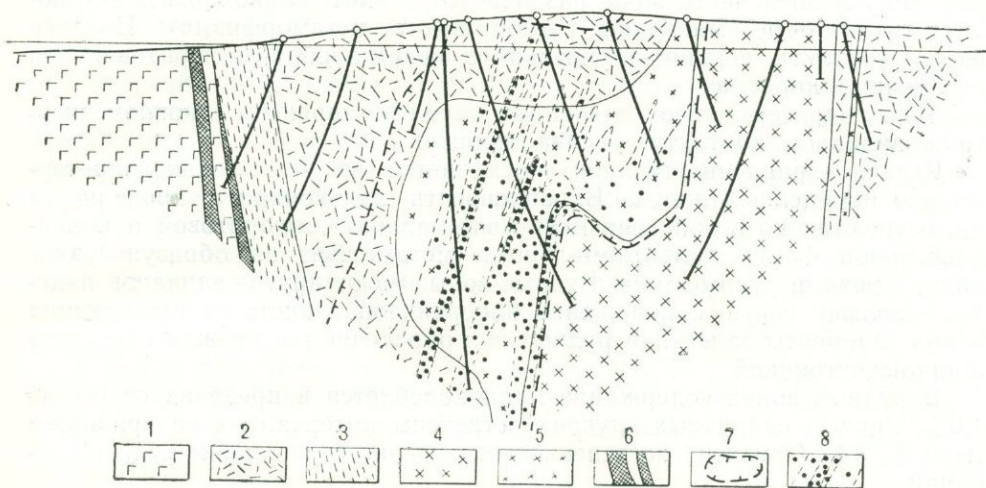
В последнее время на Южном Урале при поисках на медноколчеданные руды было выявлено и обследовано Салаватское месторождение прожилково-вкрапленных медных руд, образовавшихся по кислым эффузивам и интрузивным породам среднего состава.

Месторождение находится в 50 км к западу от Магнитогорского железорудного месторождения в западном крыле одноименного мегасинклинория, сложенном преимущественно вулканогенными образованиями среднего палеозоя. Абзелиловский район, в западной части которого расположено месторождение, представляет собой обширную территорию между Учалинским и Сибайским рудными районами, где в настоящее время не известны промышленные медноколчеданные месторождения. Этот район имеет ряд специфических геологических особенностей, отличающих его от соседних рудных районов, а именно: резкое сужение видимой мощности зеленокаменной полосы, преимущественное развитие линейных складок с большим размахом крыльев (вместо брахиструктур), крутое моноклинальное залегание пород силурийско-среднедевонского возраста, весьма незначительное проявление кислого вулканизма в девоне, наличие довольно крупных интрузий гранитов и диоритов среди эффузивов силурийского возраста и т. д. Эти геологические особенности района, очевидно, не могли не отразиться на его металлогении.

Салаватское месторождение приурочено к экзоконтактовой зоне крупного массива диоритов (рисунок). Восточный контакт массива имеет крутое восточное падение, западный — ступенчато погружается на запад. Рудовмещающими породами являются лейкократовые микродиориты, слагающие краевую часть интрузии диоритов. Возраст диоритовой интрузии не установлен, предполагается, что ее внедрение произошло в среднем палеозое после складчатых движений, обусловивших крутое залегание вмещающих пород. Последние представлены дацитовыми и андезитовыми порфиритами силурийского возраста. Породы в районе месторождения залегают преимущественно моноклинально с крутым восточным падением. На месторождении кроме указанных пород развиты серии даек, представленных диабазами, диорит-порфиритами и плагиогранитами.

Прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация развивается по лейкократовым микродиоритам и дацитовым порфиритам. Породы, несущие сульфидную минерализацию, подвержены интенсивным метасоматическим изменениям с широким развитием кварца, прозрачного альбита, алунита, серицита, бесцветного под микроскопом хлорита, пирита.

В меньшем количестве здесь встречаются барит, рутил, сфен, андалузит, халькопирит, цеолиты, карбонаты. С приближением к центральной части гидротермально измененных пород последовательно исчезают минералы регионального метаморфизма, представленные зеленым хлоритом, актинолитом, эпидотом и сосюритизированным плагиоклазом. Параллельно с исчезновением перечисленных минералов появляются новые околорудные минералы: серицит, бесцветный хлорит, кварц, алунит, прозрачный



Геологический разрез Салаватского месторождения.

1 — диабазы; 2 — дацитовые порфириды; 3 — туффиты и туфопесчаники; 4 — диориты; 5 — лейкократовые микродиориты; 6 — серпентиниты; 7 — граница распространения околорудного метаморфизма; 8 — зоны вкрапленности халькопирита различной интенсивности.

альбит. Детальное изучение распространенности минеральных ассоциаций по центральному профилю месторождения позволило выделить следующие минеральные фации и соответствующие зоны от периферии к центральной части метасоматического ореола: серицито-алунитовую, кварц-альбит-сосюритовую и кварц-альбитовую. Наружная граница первой зоны проводится по появлению серицита и алунита. Вторая зона оконтуривается по появлению прозрачного альбита. По полному исчезновению первичного плагиоклаза проведена граница третьей зоны. Кратко опишем состав выделенных зон.

Зона кварц-альбитовых пород развивается локально в виде изолированных линз мощностью до первых десятков метров. В пределах этой зоны все первичные минералы полностью замещены вторичными; структура пород лепидогранобластовая или гранолепидобластовая. Кварц-альбитовые породы помимо мозаичного агрегата кварца и альбита всегда содержат в переменных количествах тонко- или мелкошешуйчатые агрегаты серицита, бесцветного хлорита, выделения алунита, зерна пирита, сфена, тонкие кристаллы рутила.

Кварц-альбит-сосюритовая зона значительно шире распространена, развиваясь как по дацитовым порфиридам, так и по лейкократовым микродиоритам. В этой зоне частично сохраняется сосюритизированный плагиоклаз и первичная микроструктура пород. Из вторичных минералов широко развиты кварц, прозрачный альбит, бесцветный хлорит, серицит, алунит, пирит. В значительно меньшем количестве встречаются рутил, сфен, халькопирит. Гидротермальные кварц и альбит

образуют гранобластовый мозаичный агрегат, который часто развивается в форме прожилковидных выделений или в виде неправильных пятен.

Серицит-алунитовая зона развивается по периферической части месторождения. Данная минеральная фация накладывается преимущественно на дацитовые порфиры, в меньшей степени на лейкократовые микродиориты. В этой зоне обычно сохраняется сосюритизированный плагиоклаз, хорошо видна первичная структура пород. Вторичные минералы представлены кварцем, серицитом, алунитом, бесцветным хлоритом. Во внешней части зоны развивается эпидот, клиноцоизит, актинолит (реликтовые минералы регионального метаморфизма). Нередко вдоль контакта серицит-алунитовой и кварц-альбит-сосюритовой зон развивается карбонат.

Зоны гидротермально измененных пород повторяют в основном очертания западного контакта массива диоритов.

Редкая вкрапленность пирита отмечается во всех зонах гидротермально измененных пород. Вкрапленность халькопирита проявляется преимущественно в зоне развития кварц-альбит-сосюритовой и кварц-альбитовой фаций гидротермального метаморфизма, образуя узкие линзообразные рудные тела. Рудные зоны имеют крутое западное падение, занимая секущее положение к первичной слоистости вмещающих пород. Элементы залегания рудных зон определяются прежде всего трещинной тектоникой.

В рудных зонах содержание меди колеблется в пределах от 0,1 до 1,0%, лишь в единичных случаях встречены интервалы с содержанием меди 2—3%. Отмечено постепенное повышение содержания меди с глубиной.

Мощность и размеры рудных зон определяются результатами опробования. С увеличением бортовых содержаний мощность и протяженность рудных зон уменьшается. Наиболее богатые медью рудные зоны тяготеют к нижней границе кварц-альбит-сосюритовой фации с серицит-алунитовой.

Поиски рудных тел и рудных зон по периферии зоны гидротермального метаморфизма не привели к положительным результатам, они только подтвердили постепенный характер перехода от сильно измененных пород к неизменным.

Сульфидная минерализация представлена прожилково-вкрапленными рудами. Геологическая обстановка в более глубоких горизонтах месторождения не ясна, но предполагается, что прожилково-вкрапленный характер оруденения сохраняется и на глубине.

Главными рудными минералами являются пирит и халькопирит. Пирита в рудных зонах содержится в среднем в пять раз больше, чем халькопирита, но прямой зависимости между содержанием этих двух сульфидов нет. В незначительном количестве, но постоянно встречаются молибденит, пирротин, рутил, ильменит; в отдельных случаях отмечены халькозин, блеклая руда, сфалерит.

В рудах не обнаружено золота, теллура и индия, в кларковых значениях отмечены германий, галлий и таллий, повышенное содержание по сравнению с фоном имеют серебро, молибден, селен и кадмий. Существует прямая зависимость между содержанием меди и серебра. Для молибдена и меди такая зависимость менее характерна, но также заметна. Свинец, цинк, никель и кобальт отмечены в тысячных долях процента.

Изучение вещественного состава монофракций пирита показало, что содержание элементов-примесей в пиритах Салаватского месторождения и в пиритах медноколчеданных залежей Южного Урала существенно отличаются.

Накопленный по месторождению фактический материал, касающийся структурного положения и вещественного состава рудной зоны, характера и зональности гидротермального изменения, геохимических особенностей оруденения — достаточно убедительно показывает, что Салаватское месторождение не относится к типичной медноколчеданной рудной формации. Месторождение представлено прожилково-вкрапленными медными рудами, связанными с кварц-альбитовыми метасоматитами. Последние образовались в зоне контакта диоритовой интрузии вблизи даек плагиогранит-порфиоров.

На примере Салаватского месторождения генетическая связь оруденения с диоритами очевидна: наличие рудной минерализации как в экзоконтактной, так и эндоконтактной зоне диоритов, приуроченность метасоматических пород к кровле и висячему боку диоритового массива и их зональность по отношению к последнему. Эта связь рассматривается как парагенетическая. По аналогии с другими месторождениями, образовавшимися в подобных геологических условиях, считается, что Салаватское оруденение относится к типу среднетемпературных гидротермальных месторождений средних глубин. Кроме Салаватского месторождения в рассматриваемом районе известно еще несколько рудопроявлений с аналогичным оруденением, приуроченных к той же полосе силурийских отложений.

В заключение отметим, что в условиях Южного Урала месторождения и рудопроявления типа Салаватского могут быть выявлены и в других районах со сходным геологическим строением.

ТАШ-ЯРСКОЕ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ ОРУДЕНЕНИЕ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЕГО ГЕНЕЗИСА

С. Б. ЯЩИНИН

Башкирское территориальное геологическое управление

Таш-Ярское сульфидное полиметаллическое рудопроявление расположено в восточной части Учалинского рудного района близ северной границы Ахуново-Карагайского гранитоидного массива.

Рудные тела приурочены к крутопадающим зонам рассланцевания, параллельным контакту интрузивного тела. Наиболее значительные рудные концентрации наблюдаются там, где резко изменяются направления сланцеватости. Оруденение преимущественно прожилково-вкрапленное, лишь изредка встречаются небольшие линзы сплошных полосчатых руд. Главным рудным минералом является пирит, за которым в порядке убывания относительных количеств следуют сфалерит, халькопирит и галенит, а также группа окисных минералов — магнетит, ильменит, рутил. Из второстепенных минералов присутствуют пирротин, халькозин. Редкие и случайные минералы представлены пентландитом, арсенопиритом, блеклой рудой, сафлоритом, раммельсбергитом, валлериитом, кубанитом, молибденитом, германитом. Содержания главных компонентов в рудах колеблются в следующих пределах: цинк от 0,7 до 3,5% (максимальное 14,27%); медь от 0,05 до 0,5% (максимальное 2,10%); свинец от 0,05 до 0,5% (максимальное 1,81%). Содержания других элементов невысокие: сурьмы до 0,01%, мышьяка до 0,08%, бария до 0,1%, золота до 0,7 г/т, серебра до 34 г/т, ртути менее 0,0001%. Никель, кобальт, кадмий, галлий, германий, индий, таллий, селен, теллур, олово, ванадий, висмут в рудах и концентратах встречены в количествах, сопоставимых с кларками этих элементов.

По минералогическому и химическому составу руд Таш-Ярское проявление существенно отличается от медноколчеданных месторождений и месторождений полиметаллической и золсто-полиметаллической формаций. Различия еще более подчеркиваются характером околорудного метасоматоза.

Рудовмещающими породами на Таш-Ярском рудопроявлении являются рассланцованные и метаморфизованные альбитофиры среднедевонского возраста. Интенсивное рассланцевание проявилось в механическом нарушении сплошности пород и в переориентировке минеральных агрегатов. Одновременно, по-видимому, имелся привнос щелочей с преобладанием калия, благодаря чему широко развиты новообразования слюдястых минералов ряда парагонит-серицит-мусковит и вторичных полевых шпатов повышенной щелочности. Местами процесс был особенно интенсивным и привел к образованию тонкозернистых, иногда плейчатых, серицит-мусковитовых сланцев. Интенсивность повсеместно

развитой серицитизации в общем не зависит от интенсивности рудного метасоматоза. Это дает основание предполагать дорудный возраст серицитизации.

Отложение рудных минералов сопровождалось новой стадией пере-кристаллизации пород и образованием значительного количества магнезиально-железистых силикатов, среди которых наиболее распространены биотит, гранат (альмандин), минералы ряда эпидот-клиноцоизит, иногда сине-зеленая роговая обманка. Важную роль в составе околорудных метасоматитов играют также вторичный полевошпат, кварц, андалузит, хлорит. В целом рудовмещающие породы Таш-Ярского рудопроявления наиболее точно могут быть определены как полевошпатово-биотитовые сланцы с непостоянными количественными соотношениями слагающих их минералов

Главнейшие вторичные алюмосиликаты — гранат и биотит — формировались раньше сульфидных минералов и частично синхронно с ними. Таким образом, исключается возможная версия о наложении щелочно-железо-магнезиального силикатного метасоматоза на уже сформированное сульфидное месторождение колчеданного или нормального полиметаллического типа. Тесно ассоциирующие сульфидные минералы, рутил, биотит и гранат происходят от одного общего источника. Вероятнее всего, они связаны с Ахуновским гранитоидным массивом, расположенным в 800—1000 м к югу от рудопроявления. Изучение зоны контактового метаморфизма вблизи северной части интрузии показало, что развитые здесь минеральные ассоциации качественно вполне идентичны ассоциациям Таш-Ярской рудной зоны, что подтверждает прямую генетическую связь рудопроявления с Ахуновским массивом. В то же время Таш-Ярское рудопроявление не может быть отнесено к типу контактово-метасоматических, поскольку оно расположено на значительном расстоянии от интрузии, за пределами ореола контактового воздействия. Формирование рудной зоны связано с гидротермальной деятельностью гранитной интрузии, и оруденение должно рассматриваться как гидротермально-метасоматическое.

Интересные черты генезиса руд Таш-Яра намечаются при изучении источника оруденения — Ахуновского гранитного массива.

Ахуновский массив по составу, размерам, форме, условиям залегания, взаимоотношениям с вмещающими породами и историко-геологической характеристике является типичным батолитом верхнепалеозойского возраста. В понятие «батолит» (по Ю. А. Кузнецову, 1964) входит помимо морфологического еще и генетический смысл: неинтродуцированные тела магматических пород, образовавшиеся на месте в результате процессов магматического замещения, т. е. законсервированные магматические очаги, оставшиеся на месте или испытавшие только очень незначительное перемещение.

Кроме тех признаков, которые Ю. А. Кузнецов считает обязательными для отнесения интрузии к батолитовой гранитоидной формации, для Ахуновского массива характерно развитие в зоне экзоконтакта метаморфических пород типа амфиболит-гнейсов, что указывает на отсутствие перемещений магматического очага до его консолидации.

Образование неинтродуцированных магматических тел Ю. А. Кузнецов вслед за Д. С. Коржинским (1952, 1955) связывает с потоками глубинных «сквозьмагматических» растворов, несущих тепло и «легкоплавкие» компоненты. Гранитоидные массы батолитового типа могут возникать в том случае, когда вследствие интенсивности потока сквозьмагматических растворов разрастание магматического очага, т. е. продвижение фронта магмообразования, идет быстрее, чем поднятие возникающих при этом

магм. Таким образом, формирование гранитоидных батолитов так или иначе связывается с образованием палингенных магм, которые обязаны происхождением интенсивному притоку тепла и флюсующих компонентов (последнее в принципе обязательно). Прогревание осадочных или вулканогенных толщ до температуры 600—700° при наличии достаточного количества воды приводит к выплавлению эвтектики, более или менее точно отвечающей составу гранита (Петров, 1964). Выплавление эвтектики сопровождается отделением в зоне плавления всех сверхэвтектических компонентов, большую часть которых составляют соединения железа, магния, кальция, титана, марганца и т. д. Таким образом, формируется так называемый «фронт базификации», представляющий собой зону метаморфических пород, имеющих повышенную основность по сравнению с интрузией и вмещающими породами. Количество отделяющихся темноцветных компонентов определяется главным образом составом исходных пород, подвергшихся плавлению. Вместе с магнием и железом в породах «фронта базификации» концентрируются геохимически близкие к ним элементы — медь, цинк и др. Эти явления в действительности наблюдаются в экзоконтакте Ахуновской интрузии.

В дальнейшем породы «фронта базификации» подвергаются выщелачиванию поздне- и послемагматическими растворами, выделяющимися при кристаллизации расплава. Температура этих растворов определяется температурой затвердевания гранитной эвтектики, т. е. равна 600—700° (Хитаров, 1957). Просочившись сквозь «зону базификации», растворы устремляются вверх, в область низких давлений. Температура образования метасоматитов и руд Таш-Яра определяется по парагенезису минералов примерно в 400—500°. Следовательно, имело место снижение температуры рудоносных растворов на 100—300°, что соответствует расстоянию переноса вещества по вертикали в пределах 2—6 км (принимая, что падение температуры обусловлено величиной геотермического градиента 500 град/км).

Выпадение фемических компонентов из растворов в процессе метасоматоза в пределах Таш-Ярской рудной зоны было обусловлено весьма благоприятной обстановкой, сложившейся в этой части разреза:

1) расстояние от вертикали до подошвы гранитного массива, откуда могли поступать рудоносные растворы, составляло 3—5 км (по данным сейсморазведки и гравиметрии), что обусловило необходимый температурный режим;

2) дорудное нарушение сплошности толщи альбитофиров обусловило наличие проницаемых трещинных систем, в связи с чем циркуляция растворов в рудоносной зоне была более интенсивной, чем во вмещающих массивных породах. По-видимому, этот же фактор создал благоприятные барометрические условия;

3) имела место значительная неравномерность составов пород и поступающих растворов.

Отложение магния и части железа происходило в форме силикатов. Остаток железа отлагался в сульфидной форме, поскольку количество кремнезема и алюминия в растворах и породах было недостаточным. Полиметаллы мигрировали и отлагались вместе с магнием и железом. Причиной непропорционально большой доли сульфидов в общем количестве переотложенного материала, по-видимому, следует считать их относительно высокую растворимость в щелочно-солевых растворах, доказанную многочисленными исследователями.

Изложенная точка зрения на генезис Таш-Ярского рудопроявления предполагает определяющую роль процессов регенерации при формировании рудной зоны. В полном соответствии с этим предположением на-

ходится рафинированный характер руд, т. е. отсутствие в них элементов-примесей, редких, рассеянных элементов и благородных металлов.

Общая геолого-структурная обстановка в районе Таш-Ярского рудопроявления является вполне типичной для всего восточного борта зеленокаменного синклиория. В связи с этим вполне вероятным представляется обнаружение других рудных объектов, генетически аналогичных Таш-Ярскому рудопроявлению. В качестве уже известного примера таких объектов можно привести Амурское месторождение в Челябинской области, связанное с массивом гранодиоритов.

Для обнаружения и оценки других месторождений этого типа было бы целесообразным проведение детальных поисков в экзоконтактовых зонах всех крупных гранитоидных массивов.

ЛИТЕРАТУРА

- Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1952, № 2.
- Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанных с сквозьмагнетическими растворами и гранитизацией. — Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1955.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
- Петров В. П. Современное состояние представлений о магме и проблема гранита. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1964, № 3.
- Хитаров Н. И. Об условиях плавления гранитного субстрата. — Геохимия, 1957, № 2.

ТАНТАЛ В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ

М. Б. АРИНШТЕЙН, К. А. ПОТАШКО

Уральское территориальное геологическое управление

Геолого-поисковыми работами в ряде районов Урала в корях выветривания гранитных пегматитов выявлено танталовое оруденение, представляющее интерес, вследствие простоты отработки и эффективного обогащения даже при низком содержании полезного компонента.

В пределах одного из районов жильные поля гранитных пегматитов биотит-микроклинового, мусковит-микроклин-альбитового и мусковит-альбитового типа прослеживаются на значительном расстоянии в приконтактной зоне крупного массива варисских гранитов.

В эндоконтакте последнего развиты пегматоидные фации, содержащие повышенные концентрации тантала и ниобия: 0,001—0,003% Ta_2O_5 и 0,005—0,006% Nb_2O_5 . С пегматоидными гранитами генетически и пространственно связаны указанные пегматиты. В количественном отношении резко преобладают два первых типа пегматитов. Мусковит-альбитовые пегматиты представлены жилами.

Наибольший интерес в отношении танталового оруденения представляют мусковит-микроклин-альбитовые и мусковит-альбитовые пегматиты. Поля этих пегматитов обычно вытянуты параллельно контакту гранитной интрузии, залегание, за редким исключением, согласно со сланцеватостью вмещающих их метаморфических сланцев. Пегматиты имеют форму линзообразных и жилообразных тел. Длина их и мощность значительны. Максимальное удаление отдельных жил от контакта с гранитами 1,5 км. Экзоконтактные изменения вмещающих пород обычно выражаются в биотитизации амфиболовых сланцев и флогопитизации тальково-карбонатно-хлоритовых сланцев и серпентинитов.

Устанавливается определенная закономерность в размещении различных типов пегматитов: биотит-микроклиновые пегматиты залегают в эндоконтакте гранитной интрузии, а также в его экзоконтакте, но на расстоянии не более 0,2—0,3 км от контакта. С удалением от гранитов биотит-микроклиновые пегматиты сменяются мусковит-микроклин-альбитовыми, а последние — мусковит-альбитовыми пегматитами. Аналогичные закономерности описаны в других районах страны (Власов и др., 1966).

Степень дифференциации пегматитов, характер, интенсивность метасоматических процессов и связанное с ними редкометальное оруденение также меняются с удалением от контакта.

Ближе к гранитам залегают плохо дифференцированные мусковит-микроклин-альбитовые пегматиты среднезернистой, иногда пегматоидной структуры. Пегматиты, как правило, альбитизированы. Грейзениза-

ция проявлена слабо. Танталовое оруденение связано с процессом альбитизации и представлено колумбитом. Содержание пятиокси тантала составляет 0,005—0,01%, пятиокси ниобия 0,012—0,023%; отношение $Ta_2O_5 : Nb_2O_5$ в колумбите колеблется от 0,4 до 0,5.

Минеральный состав коры выветривания мусковит-микроклин-альбитовых пегматитов

Минералы	Содержание, %	
	от	до
Породообразующие		
Кварц	8,0	39,4
Микроклин	17,1	34,2
Альбит	2,1	18,7
Мусковит	—	5,6
Каолинит	4,9	16,9
Роговая обманка	—	<0,1
Рудные и аксессуарные		
Колумбит	0,009	0,232
Циртолит	Редкие знаки	0,004
Циркон	<0,001	0,002
Гранат	0,0019	0,087
Шпинель	Редкие знаки	0,01
Эпидот	0,0043	0,039
Турмалин	—	<0,01
Апатит	—	<0,01
Ильменит	—	<0,001
Магнетит	—	<0,001
Маргит	—	<0,001
Гидроокислы железа	0,0127	1,374
Лимонит охристый	—	0,0035
Псилометан	0,0298	0,065
Гематит	—	Редкие знаки
Пирит	—	<0,001
Рутил	—	Редкие знаки
Хлорит	—	»
Флюорит	—	»
Сфен	Редкие знаки	0,0011
Биотит	—	0,001

С удалением от контакта проявляются хорошо дифференцированные мусковит - микроклин-альбитовые и мусковит-альбитовые пегматиты с четко выраженной зональностью, обычной для этого типа (Солодов, 1962). Пегматиты альбитизированы и обычно интенсивно грейзенизированы. Танталовое оруденение, представленное колумбитом и циртолитом, в описываемых пегматитах связано, в основном, с альбитизацией, в процессе грейзенизации происходит незначительный привнос тантала. В мусковит-альбитовых пегматитах появляются танталит и микролит. Содержание пятиокси тантала и ниобия в мусковит-микроклин - альбитовых полнодифференцированных пегматитах равно соответственно 0,007—0,017% и 0,014—0,047%; в мусковит-альбитовых — 0,015—0,022% и 0,01—0,02%. Отношение $Ta_2O_5 : Nb_2O_5$ равно 0,4—0,5 в

колумбите и 1—1,5 в танталите. В обоих типах пегматитов устанавливается уменьшение содержания тантала и ниобия с глубиной. Так, по одной из жил мусковит-альбитовых пегматитов в интервале 0—10 м среднее содержание Ta_2O_5 , равное 0,02%, на глубине 50 м уменьшается до 0,01%.

Над всеми телами вышеописанных пегматитов развита колумбитсо-держущая кора выветривания. Мощность коры выветривания над отдельными телами весьма большая. Преобладают дресвяно-глинистые и глинистые коры выветривания, представляющие собою светло-серую, белую дезинтегрированную породу, местами окрашенную гидроокислами железа в коричневато-бурый цвет. Материал легко промывается и не требует дополнительного дробления для извлечения колумбита.

Как видно из таблицы, главные минералы — кварц, полевои шпат, мусковит и каолинит содержатся по отдельным телам от 99,37% до 99,92%. Основными концентрациями тантала и ниобия являются колумбит, а также гидроокислы железа и марганца. Причем в последних тан-

тал и ниобий присутствуют в виде механической примеси колумбита, а также в растворимой форме. Количество колумбита, связанного с гидроокислами железа и марганца, колеблется от 2 до 10%. Содержание свободного колумбита в корях выветривания плохо дифференцированных мусковит-микроклин-альбитовых пегматитов колеблется от 20—30 до 240 г/т, в коре выветривания мусковит-микроклин-альбитовых дифференцированных альбитизированных и грейзенизированных пегматитов — от 30 до 300 г/т. Среднее содержание колумбита по отдельным телам равно 100—120 г/т. Колумбит наблюдается в виде свободных зерен, кристаллов и их обломков, а также в виде включений и сростков с мусковитом, кварцем, мусковитом и др. Тончайшие пластинки обнаружены в марганцевых минералах и гидроокислах железа. Размер зерен колеблется от 0,01 до 3 мм по длинной оси, более крупные кристаллы встречаются очень редко. Крупные зерна колумбита обычно представлены всевозможной формы сростками, состоящими из большого количества пластинчатых кристаллов. Сростки бывают радиально-лучистые, шестоватые; встречаются двойники, не имеющие определенной формы выделения. Грани кристаллов обычно плохо оформлены. Наиболее часто развита грань бокового пинакоида, придающая кристаллам таблитчатый облик, с отношением длины к ширине (3—5) : 1; реже встречаются столбчатые кристаллы, вытянутые по оси *c* с отношением длины к ширине (10—12) : 1.

Цвет зерен колумбита черный. На гранях кристаллов часто видна яркая синяя или красновато-фиолетовая побежалость. Минерал хрупкий. При раздавливании образуются остроугольные просвечивающие обломки бурого цвета с ярким стеклянным блеском в изломе. На плоскостях ограничения кристаллов блеск обычно слабее. Зерна кристаллографической огранки часто обладают полуметаллическим блеском.

Содержание тантала и ниобия в колумбитах из различных типов пегматитов меняется довольно значительно. В колумбите из плохо дифференцированных слабо замещенных мусковит-микроклин-альбитовых пегматитов содержится от 14,5 до 18% Ta_2O_5 и 43—47,5% Nb_2O_5 . В среднем отношение Ta_2O_5 : Nb_2O_5 составляет 0,3—0,4. В колумбите из хорошо дифференцированных мусковит-микроклин-альбитовых замещенных пегматитов содержится от 24,8 до 31,1% Ta_2O_5 и 42,1—52,5% Nb_2O_5 . Отношение Ta_2O_5 : Nb_2O_5 составляет 0,5.

Ограниченный объем статьи не позволяет привести описание всех минералов, установленных в корях выветривания, можно указать лишь, что их состав и свойства существенно не отличаются от аналогичных минералов, встречающихся в коренных пегматитах.

ЛИТЕРАТУРА

- Власов К. А., Солодов Н. С., Калита А. П., Кутукова Е. И. Пегматитовые месторождения. — Генетические типы месторождений редких элементов, т. 3. М., «Наука», 1966.
- Солодов Н. С. Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов. М., Изд-во АН СССР, 1962

**О РЕЛИКТОВЫХ СТРУКТУРАХ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ
ОСАДОЧНЫХ ПОРОД В РУДНЫХ МЕТАСОМАТИТАХ
ОДНОГО ИЗ УЧАСТКОВ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО
УРАЛА**

С. Г. ЧЕРВЯКОВСКИЙ

Уральское территориальное геологическое управление

Рассматриваемый участок расположен в южной части северной половины Башкирского мегантиклинория и приурочен к области распространения пород бакальской свиты.

Изучением стратиграфии и литологии района занимались многие исследователи, однако наиболее полное освещение эти вопросы получили в ряде работ М. И. Гараня. По данным М. И. Гараня, бакальская свита подразделяется на две толщи. Нижняя толща представлена хлоритосерицитом-кварцевыми и серицитом-кварцево-глинистыми филлитовидными сланцами и серицитизированными аркозовыми (микроклин и плагиоклаз) песчаниками с прослоями черных филлитов; верхняя — кварцевыми песчаниками с серицитом и хлоритом, доломитами, доломитизированными известняками и известняками. Формирование песчано-глинистых и карбонатных осадков бакальской свиты происходило в условиях мелководья, о чем свидетельствует наличие брекчиевидных и водорослевых доломитов и известняков, трещин усыхания, зон внутриформационных перемылов и прерывистая слоистость в песчаниках.

На участке развития рудных метасоматитов породы бакальской свиты, принадлежащие, вероятнее всего, к верхней части ее разреза, моноклинально под углами в 45—60° падают на юго-восток, обнаруживая следующую последовательность напластования с северо-запада на юго-восток: известняки и углисто-глинистые филлитовидные сланцы с характерными оползневыми структурами прерывисто-слоистые равномерно и неравномернозернистые, полимиктовые амфиболизированные песчаники, в которых спорадически включены крупные (до 5 см) округлые обломки кварцитов и более мелкие (до 1—2 см) обломки песчаников и жильных диабазов, характер пространственного распространения которых пока не выяснен. Далее располагаются мраморизованные и доломитизированные известняки с прослоями углистых и безуглистых филлитовидных сланцев, слоистые аркозовые песчаники и филлитовидные углистые сланцы. Все породы изменены процессами регионального метаморфизма, что выразилось в их перекристаллизации, мраморизации известняков, хлоритизации, серицитизации и амфиболизации. Позднее по ним получили развитие щелочные метасоматиты, сопровождающиеся специфической минерализацией.

Процессы локального метаморфизма, а также частичная метасоматическая переработка осадочных пород, что в первую очередь относится к полимиктовым равномерно и неравномернозернистым песчаникам, привели к тому, что в этих породах наряду со структурами, очень напо-

минающими реликтовые структуры осадочных пород, имеются структурные элементы, чуждые такого рода образованиям или же редко в них встречающиеся.

В северо-восточной части участка породы бакальской свиты вмещают тело эруптивных брекчий, сложенных заметно измененным андезито-базальтовым порфиритом, в котором с различной степенью густоты включены неравномерно распределенные по крупности и составу в большинстве своем остроугольные обломки, среди которых встречены граниты, базальтовые и андезито-базальтовые порфириты, кварциты и кварцито-песчаники, известняки и филлитовидные сланцы, реже диоритовые порфириты и гранит-порфиры. Миндалекаменная текстура, почти повсеместно распространенная в цементирующей андезито-базальтовой массе с развитием в ней уплощенных закономерно ориентированных миндалин, позволяет судить о том, что они круто ($75-65^\circ$) падают на юго-восток, являясь секущими по отношению к вмещающим их породам бакальской свиты. Аналогичные взаимоотношения жерловых брекчий и пород бакальской свиты можно наблюдать и в керне скважин, вскрывших секущий контакт эруптивных брекчий с породами бакальской свиты при углевом несогласии в $15-20^\circ$.

Породы бакальской свиты интенсивно изменены последующими метасоматическими процессами, которые привели к образованию линзовидных и пластообразных тел существенно полевошпатовых, биотит-полевошпатовых, эгирин-микроклиновых и эгирин-альбитовых и роговообманковых (с рибекитом) метасоматитов, содержащих редкометальную минерализацию.

Присутствие в геологическом разрезе эруптивных брекчий послужило основанием некоторым исследователям считать, что метасоматиты и связанное с ними оруденение локализовано в вулканической жерловине и замещению подверглись туфы и дайки основного состава (Петрова, 1963). По мнению других исследователей (Лисицын, 1965), метасоматическому замещению подверглись порфириты основного состава и переслаивающиеся с ними филлитовидные сланцы.

Последующее изучение участка, сопровождавшееся значительным объемом колонкового бурения, позволило установить, что эти точки зрения находятся в противоречии с фактическими данными, согласно которым породы основного состава на участке представлены только жильными диабазами и габбро-диабазами, секущими и согласными по отношению к породам бакальской свиты. Эффузивных и туфовых пород не встречено. Степень метаморфического изменения даек различна: одни сравнительно свежие, другие интенсивно хлоритизированы и амфиболизированы. Однако как те, так и другие не несут признаков замещения рудными метасоматитами, что в равной мере относится также к эруптивным брекчиям. Во всех случаях контакт между метасоматитами и эруптивными брекчиями, как правило, осложнен тектоническими подвижками, нередко сопровождаемыми интенсивным расланцеванием и карбонатизацией пород.

Наряду с указанными данными установлено, что среди рудных метасоматитов присутствуют различного размера реликты — останцы метаморфизованных пород бакальской свиты: хлоритизированные и амфиболизированные песчаники и филлитовидные сланцы различной степени сохранности. Размеры таких останцов обычно невелики и измеряются первыми десятками метров. В единичных случаях мощность останцов достигает 30 м при протяженности около 100 м. В качестве примера может служить разрез по одной из скважин, где встречены не затронутые метасоматическими изменениями гнейсовидной текстуры породы



Рис. 1. Мраморизованный, частично рассланцованный известняк. $\times 20$.
Ник. +

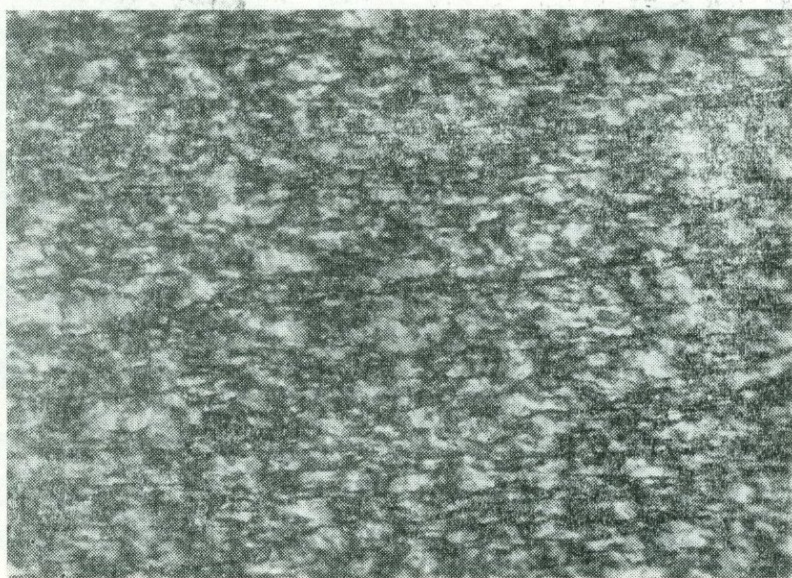


Рис. 2. Филлитовидный углисто-карбонатный сланец. $\times 40$. Ник. +.

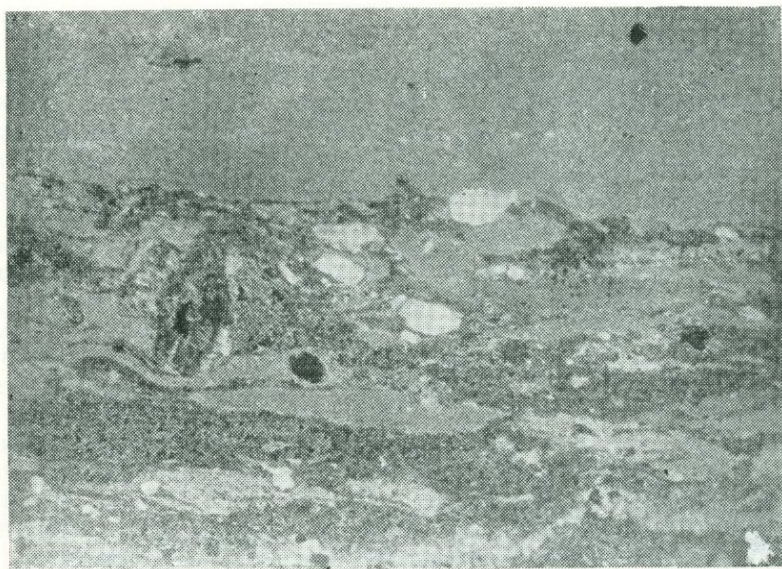


Рис. 3. Неравнозернистый туффитоподобный амфиболизированный песчаник. $\times 40$. Ник. +.

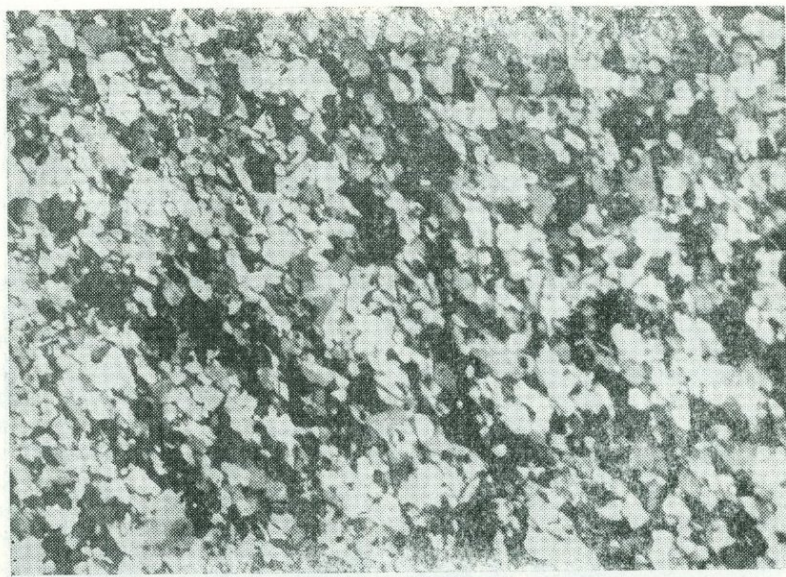


Рис. 4. Серичитизированный аркозовый песчаник. (Реликт в метасоматитах). $\times 50$. Ник. +.

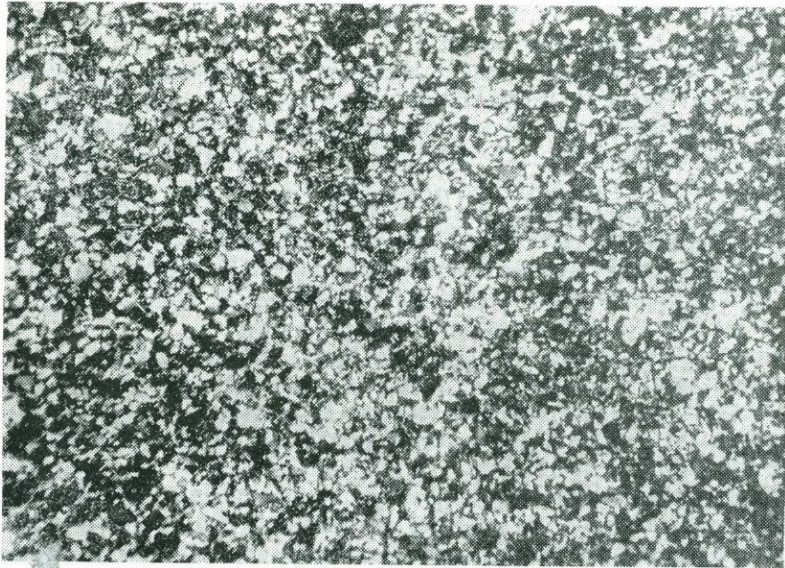


Рис. 5. Серицитизированный аркозный песчаник. Скальные выходы пород бакальской свиты к юго-западу от участка. $\times 20$. Ник. +.

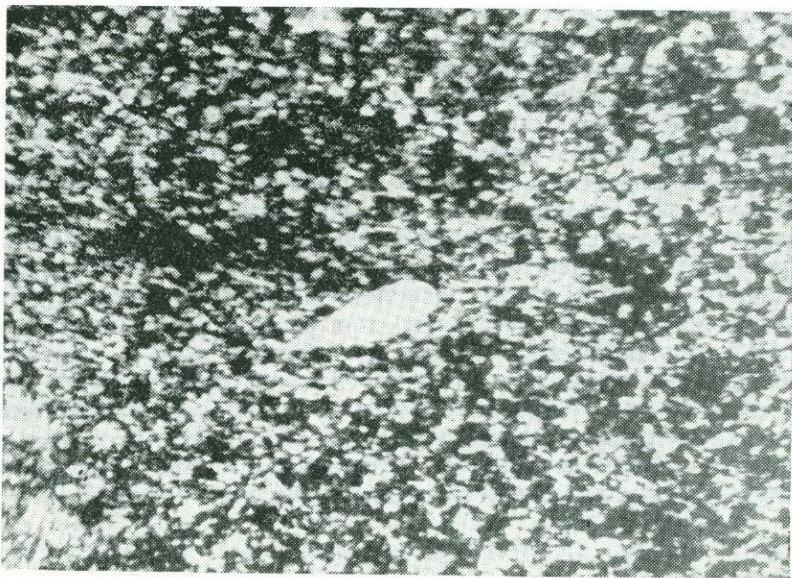


Рис. 6. Остроугольный обломок кварца в эгиринизированном аркозовом песчанике. $\times 10$. Ник. +.

альбит-амфиболового состава, представляющие собою метаморфизованные аркозовые песчаники, полосчатая текстура которых обусловлена чередованием участков, обогащенных амфиболом, с участками существенно полевошпатового состава. Глубже этой скважиной вскрыты известняки, прорванные дайкой диабаз.

Останцы значительно меньшей мощности встречены во многих других скважинах, где они представлены в различной степени серицитизированными и амфиболлизированными аркозовыми песчаниками, подвергшимися незначительной метасоматической переработке, которая выразилась в развитии в них эгирина и рибекита.

В ряде мест встречены известняки (рис. 1) преимущественно в северной части участка, переслаивающиеся с маломощными прослоями углистых и безуглистых филлитовидных сланцев. Такие же маломощные прослои мраморизованных и доломитизированных известняков встречаются в зоне западного выклинивания метасоматитов.

Филлитовидные углисто-глинистые (рис. 2) и безуглистые сланцы вскрыты скважинами в юго-восточной части участка, где также наблюдаются в виде реликтов в метасоматитах. Внешне они представляют собой темно-серые, почти черные породы, сланцеватого сложения, с хорошо заметной слоистостью.

Широкое распространение на участке имеют метаморфизованные песчаники полимиктового и аркозового состава, реликты которых в различной степени сохранности выявлены теперь в керне многих скважин. Довольно свежие полимиктовые, равномерно и неравномерно зернистые песчаники (рис. 3) встречаются рядом скважин на различной глубине от поверхности, преимущественно в осевой части участка, где они перемежаются с более грубообломочными фациями, принятыми рядом исследователей за туфы.

Реликты аркозовых песчаников (рис. 4) повсеместно распространены в метасоматитах центральной части участка.

Неизмененные и слабо измененные процессами метасоматоза песчаники встречаются также в южной части участка, где они наблюдаются в непосредственном контакте с вышележащими филлитовидными сланцами. В южной части участка наблюдается постепенный переход песчаников в метасоматиты эгирин-микроклинового состава и их интенсивная эгиринизация, вплоть до образования эгирин-альбитовых пород. Песчаники характеризуются хорошей сохранностью структуры и идентичны песчаникам (рис. 4, 5, 6), встреченным в других скважинах и в скальных выходах пород бакальской свиты, расположенных за пределами участка.

Обработка материалов, полученных при разбуривании рассматриваемого участка, продолжается. Однако уже сейчас собрано достаточное количество данных, показывающих, что при формировании щелочных метасоматитов, включающих редкометальную минерализацию, метасоматическому замещению подверглись первично осадочные, затем метаморфизованные породы верхней части бакальской свиты и что наиболее благоприятными для замещения породами были песчаники.

ЛИТЕРАТУРА

- Лисицын А. И. Редкометальное оруденение в древних толщах Урала. — Разведка и охрана недр, 1965, № 12.
- Петрова И. А. Проявления щелочного метасоматоза в вулканической жерловине на Южном Урале. — Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Первого Урал, петрогр. совещ., т. III. Свердловск, 1963.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ И КВАРЦЕВЫХ ТЕЛ НА БЫНЬГОВСКОМ ЗОЛОТОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Р. О. БЕРЗОН

Уральское территориальное геологическое управление

Рудное поле Быньговского месторождения сложено сильно метаморфизованными вулканогенно-кластическими породами — туфами, лавовыми брекчиями, перемежающимися с прослоями эффузивов — плагиоклазовых и пироксено-плагиоклазовых порфиритов. Зеленокаменное перерождение пород затрудняет выявление их первоначального состава. По всей вероятности, породы следует отнести к андезитовому, быть может, несколько более основному составу. Вся толща слагает юго-западное крыло антиклинальной складки северо-западного простирания. Угол падения пород — около 50° . Породы пересекаются разнообразными по составу дайками: плагиоклазовых порфиритов, микродиоритов, альбитофиров и плагиогранитов. В западной части рудного поля на глубине около 400 м буровыми работами выявлено интрузивное тело плагиогранитов, вытянутое вдоль общей складчатой структуры.

Рудные сульфидно-кварцевые тела месторождения залегают в метасоматических зонах, которые в виде сложных пластовых тел мощностью от 2—3 до 30 м имеют юго-восточное простирание с углами падения $20\text{—}60^\circ$. Более редкие зоны широтного или юго-западного простирания маломощны и, как правило, более круты. Породы метасоматических зон резко отличны от вмещающих их зеленокаменных, как своей светлой окраской, так и минеральным составом. Состав их более или менее постоянен, исчерпывается следующими основными минералами: кварцем, карбонатами, хлоритом, серицитом, альбитом, пиритом. Для краткости эти зоны именуется кварцево-карбонатными. Под микроскопом породы зон характеризуются резко различным размером зерен минералов. Слагающие породу альбит и кварц образуют канву гранобластовой структуры с изометричными зубчатыми зернами в сотые доли миллиметра. Мелкие чешуйки серицита довольно равномерно распределены в альбито-кварцевом агрегате. Карбонат в виде гранобластовых скоплений ромбических зерен ($\sim 0,6$ мм) разделяет основную тонкозернистую массу на отдельные участки, создавая гломеробластовую структуру. В серицито-альбито-кварцевом агрегате также наблюдаются мельчайшие зерна карбоната ромбического облика (сотые доли миллиметра). Карбонаты основной массы и гломеробласт составляют иногда 50—70% объема породы, причем часто группируются в субпараллельные полосы, обуславливая полосчатую текстуру породы. Хлорит разбросан по всей массе в виде мелких и крупных чешуек. Часто отсутствует вовсе. В породе много единичных, хорошо ограниченных кубических кристаллов пирита. Лейкоксен, рутил, ильменит, апатит, сфен — редки.

Постепенные переходы зеленокаменных пород в кварцево-карбонатные дают основание предполагать, что последние образовались в результате метасоматической переработки порфиритов и их туфов.

Преобразования эти протекают следующим образом. Растворы, поступающие по тектоническим трещинам или зонам повышенной трещиноватости, проникают в боковые участки пород. Причем, как выяснено по многочисленным химическим анализам измененных и исходных пород, растворы несли концентрации калия, углекислоты и серы. В результате взаимодействия поровых растворов с веществом породы плагиоклазы частично серицитизируются, альбитизируются, часто также замещаются карбонатом. Темноцветные минералы разлагаются, образуя хлорит. Эти реакции способствуют высвобождению части кремнезема. Таким образом, возникают породы следующего состава: кварц + карбонат + хлорит + альбит + плагиоклаз + серицит + эпидот.

В ходе дальнейшего изменения плагиоклазы полностью серицитизируются и альбитизируются, эпидот замещается карбонатом, хлориты — серицитом и анкеритом. Эти реакции также ведут к выделению свободного кремнезема. Последующее изменение пород делает подвижными железо и магний. В результате этого порода приобретает состав: кварц + серицит. Переход алюминия в подвижное состояние способствует образованию мономинеральных кварцевых ядер. Схема строения метасоматической колонки приведена в табл. 1.

Таблица 1

Схема строения метасоматической колонки

Номера подзон	Минеральный состав подзон	Режим компонентов	
		Инертные	Вполне подвижные
0	Плагиоклазовые, пироксено-плагиоклазовые порфириды, туфы порфиритов	Все компоненты инертны	—
1	Кварц + кальцит + хлорит + альбит + плагиоклаз + эпидот	Al, Ca, Mg, Fe, Na	CO ₂ , H ₂ O, K, Si
2	Кварц + серицит + анкерит + хлорит + альбит	Al, Mg, Fe, Na	CO ₂ , H ₂ O, K, Si, Ca
3	Кварц + серицит + анкерит + пирит	Al, Mg, Fe	CO ₂ , H ₂ O, K, Si, Ca, Na
4	Кварц + серицит + сидерит	Al, Fe	CO ₂ , H ₂ O, K, Si, Ca, Na, Mg
5	Кварц + серицит	Al	CO ₂ , H ₂ O, K, Si, Ca, Na, Mg, Fe
6	Кварц	—	Все компоненты вполне подвижны

Примечание. Формула правила фаз: $\Phi = K_i + 1$

Показанные в колонке подзоны имеют различную мощность. Присутствие всех подзон необязательно. Так, начальные стадии преобразования пород проявляются в образовании подзоны 1 с весьма незначительным развитием подзон 2 и 3. В таких случаях кварцевое ядро или отсутствует вовсе, или весьма незначительно по мощности. Границы между подзонами отчетливые, довольно резкие. Особенно хорошо заметна граница между второй и третьей подзонами (рис. 1). При наличии всех подзон, отмеченных в метасоматической колонке, кварцевое ядро присутствует обязательно и имеет выдержанную мощность от 1 до 3—4 м.

Химические анализы пород (табл. 2) и диаграммы привноса — выноса элементов, отстроенные по методу Т. Барта (рис. 2), иллюстрируют поведение компонентов в ходе описанных изменений.

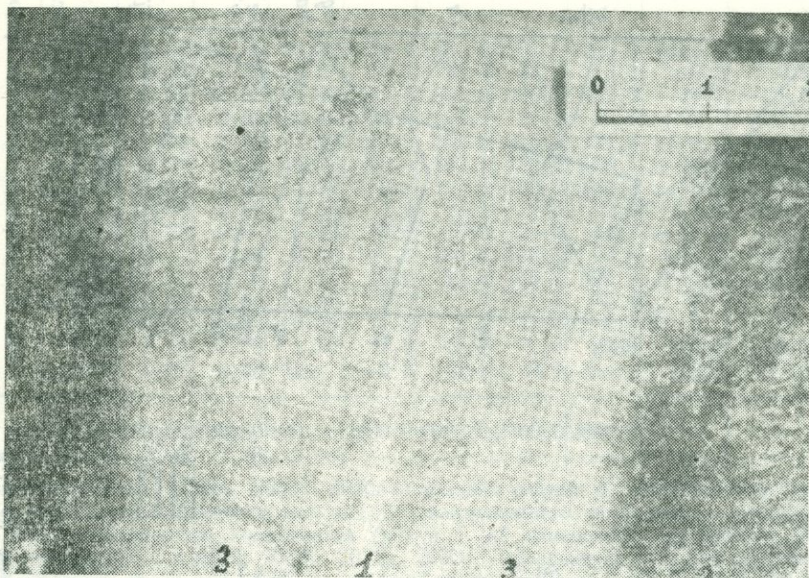


Рис. 1. Кварцево-карбонатная зона. Осевой прожилок (1) и две подзоны (2 и 3) с четкой границей между ними.

Обращает на себя внимание поведение кремнезема, содержание которого постепенно падает от исходных пород к наиболее интенсивно

Таблица 2

Химический состав порфиров и кварцево-карбонатных пород

Компоненты	Разрез а					Разрез б			
	1930	1926	1924	1922	1909	2035	2032	2031	2030
FeO ₂	46,93	43,90	42,33	41,86	40,66	52,99	48,63	46,63	44,83
SiO ₂	0,66	0,57	0,55	0,42	0,42	0,55	0,55	0,55	0,55
Al ₂ O ₃	16,93	17,83	16,86	16,99	14,07	18,72	17,86	16,92	15,29
Fe ₂ O ₃	2,08	0,89	0,56	0,29	0,92	0,84	4,17	0,99	0,44
CaO	7,66	6,66	6,87	7,84	8,50	7,35	11,44	7,87	7,84
MgO	7,53	5,69	4,87	4,88	6,80	6,99	6,33	5,49	6,23
FeO	8,01	7,27	7,54	6,23	5,88	4,74	3,80	5,78	5,88
MnO	0,17	0,10	0,12	0,12	0,13	0,05	0,08	0,09	0,10
K ₂ O	1,04	1,26	0,96	2,05	3,87	0,63	0,20	0,86	1,81
Na ₂ O	1,07	1,95	2,87	2,16	0,27	4,83	3,37	4,81	3,35
CO ₂	2,31	10,89	13,53	14,08	14,74	0,66	1,10	6,06	11,55
SO ₃	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
BaO	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
П. п. п.	6,93	12,90	15,46	15,94	17,56	1,28	1,48	2,76	1,15
H ₂ O	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,02	0,07	0,33	Сл.
Сумма	99,06	99,07	99,04	98,83	99,10	99,75	99,18	99,23	99,12

Примечание. 1930 и 2035 — неизменный плагиоклазовый порфирит, остальные пробы — в разной степени измененные порфириты (кварцево-карбонатные породы). Химические анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории УТГУ под руководством Н. С. Федулова.

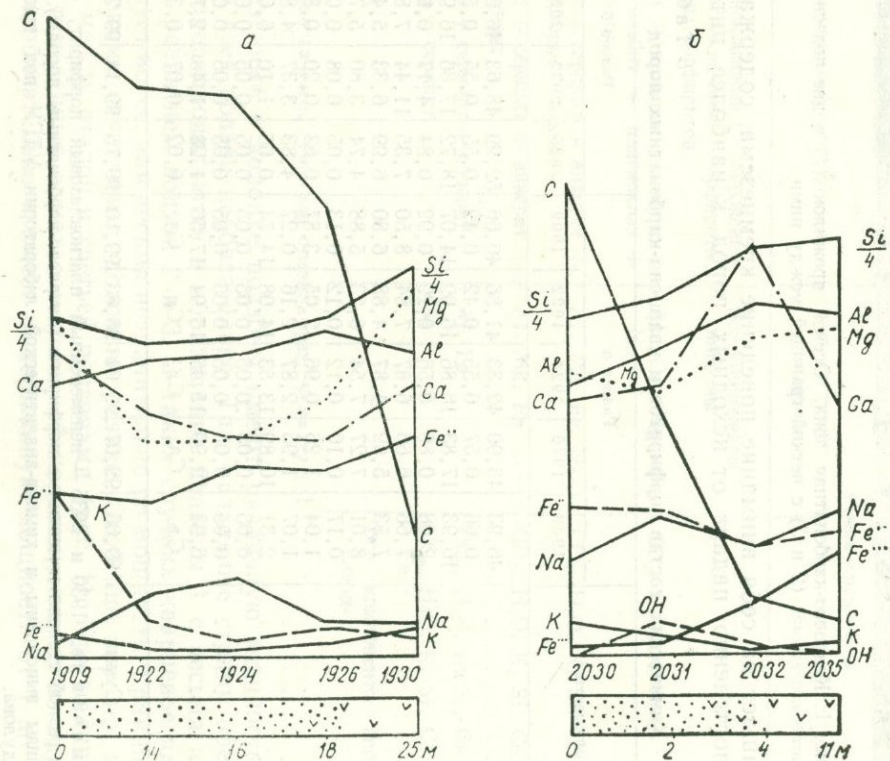


Рис. 2. Диаграммы (а, б) поведения элементов при метасоматозе, отстроенные по методу Т. Барта.

1 — порфириты, 2 — кварцево-карбонатные породы.

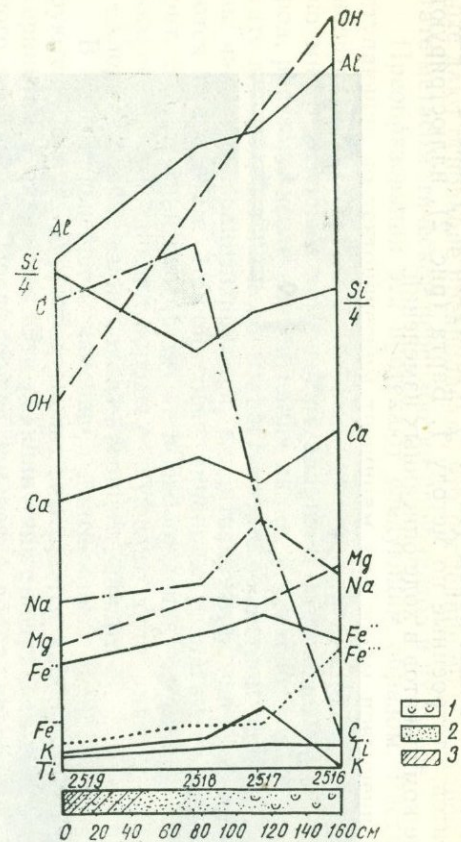


Рис. 3. Миграция элементов при метасоматическом изменении пепловых туфов.

1 — пепловые туфы; 2 — кварцево-карбонатные породы; 3 — зона окварцевания.

Данные привноса-выноса компонентов с учетом пористости пород

Компо- ненты	2035а	2032а	2031а	2030а	2035б	2032б	2031б	2030б	2032в	2031в	2030в
SiO ₂	53,12	49,02	46,99	45,22	1556,4	1451,0	1297,0	1266,0	-105,4	-259,4	-290,4
TiO ₂	0,55	0,55	0,55	0,55	16,1	16,3	15,2	15,4	+0,2	-0,9	-0,7
Al ₂ O ₃	18,76	18,00	17,05	15,43	549,6	532,0	470,6	432,0	-16,7	-79,0	-117,6
Fe ₂ O ₃	0,84	4,20	0,99	0,45	24,6	124,3	27,3	12,6	+99,7	+2,7	-12,0
CaO	7,37	11,54	7,93	7,90	215,9	341,6	218,8	221,2	+125,7	+2,9	+5,3
MgO	7,01	6,39	5,53	6,29	205,4	189,1	152,6	176,1	-16,3	-42,8	-29,3
FeO	4,75	3,84	5,83	5,94	139,2	113,6	160,9	166,3	-25,6	+21,7	+27,1
MnO	0,05	0,08	0,09	0,10	1,4	2,4	2,5	2,8	+1,0	+1,1	+1,4
K ₂ O	0,63	0,20	0,87	1,83	18,4	5,9	24,0	51,2	-12,5	+5,6	+32,8
Na ₂ O	4,84	3,40	4,85	3,38	141,8	100,6	133,8	94,6	-41,2	-8,0	-47,2
CO ₂	0,67	1,11	6,10	11,65	19,6	32,8	168,4	326,2	+13,2	+148,8	+306,2
SO ₃	0,05	0,05	0,05	0,05	1,5	1,5	1,4	1,4	0	0	0
BaO	0,05	0,05	0,05	0,05	1,5	1,5	1,4	1,4	0	0	0
П. п. п.	1,29	1,50	2,79	1,16	37,8	44,4	77,0	22,8	+6,6	+39,2	-15,0
H ₂ O	0,02	0,07	0,33	Сл.	0,8	2,1	9,1	Сл.	+1,3	+8,3	-0,8
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	2930,0	2960,0	2760,0	2800,0	—	—	—
Об. вес.	2,93	2,96	2,76	2,80	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. 2035а, 2032а, 2030а — анализы разреза б, пересчитанные на 100%; 2035б — количество компонентов (кг) в 1 м³ неизменного порфирита с порами; 2032б, 2031б, 2030б — количество компонентов (кг) в 1 м³ измененных порфиритов (кварцево-карбонатных пород) с порами; 2032в, 2031в, 2030в — уменьшение (—) или увеличение (+) каждой составной части при превращении 1 м³ порфирита (кг) в такой же объем кварцево-карбонатных пород.

измененным. Причем содержание SiO₂ в измененных породах по отношению к исходным ниже на 6—10%, что составляет примерно 15% от общего количества кремнезема в исходной породе. По всей вероятности, основная масса выделившегося кремнезема в силу увеличения концентрации в поровых растворах по мере удаления их от центральной трещины, диффундирует в обратном направлении, где и отлагается в виде кварцевых жил. Такой вывод освобождает от необходимости предполагать наличие дополнительной тектонической фазы, в результате которой уже сформировавшиеся метасоматические зоны были нарушены с последующим внедрением в зоны нарушений растворов, несущих кремнезем. Это неверно не только потому, что назревает необходимость объяснить, куда исчезли большие массы выделившегося кремнезема, но и потому, что на месторождении отсутствуют выходы кварцевых жил за пределы метасоматических зон, что было бы весьма возможным, если бы кварцевые жилы образовались в результате наложения на зоны новой тектонической фазы.

Количественные подсчеты привноса — выноса компонентов с учетом пористости пород приведены в табл. 3.

При отсутствии трещин — путей движения растворов с последующей диффузией их компонентов в боковые породы — растворы могли подниматься и по легко проницаемым для них пористым пластам пород (например, пепловым туфам). В этом случае кварцевое ядро, естественно, отсутствует, а выделившийся кремнезем образует зоны окремнения (рис. 3).

Минеральный состав жил, возникших в результате переотложения кремнезема, довольно разнообразен: основная масса (до 95%) представлена кварцем и карбонатами, различные сульфиды составляют около 5% жильного тела. Кварц двух генераций. Ранний — молочного-белый, гру-

бозернистый с обилием газово-жидких пузырьков и более поздний, сероватый, мелкозернистый. Поздний кварц отчетливо развивается по раннему и, по всей вероятности, является продуктом его грануляции. Основная масса золота и сульфидов: пирита, халькопирита, галенита связана с этим кварцем. Помимо перечисленных минералов в жилах присутствуют в незначительном количестве блеклые руды, гессит, петцит, алтаит, креннерит, силванит, шеелит, молибденит и др. Карбонаты представлены сидеритом, анкеритом, доломитом, кальцитом. Последовательность их кристаллизации следующая: первыми выпадают карбонаты железа, за ними следует карбонат магния и, наконец, кальция, что отвечает ряду подвижности элементов (Fe, Mg, Ca). В кварцево-карбонатных породах вначале кристаллизуется кальцит, слагающая внешние участки зон, за ним следуют карбонаты магния и железа. Наиболее подвижные легко высвобождаемые катионы (Ca, Mg), связываясь с углекислотой растворов, выпадают первыми, в то время как карбонаты относительно трудно подвижных элементов кристаллизуются позднее (брейнерит, сидерит).

В заключение следует отметить, что допущения о формировании кварцевых жил из кремнезема, заимствованного из вмещающих пород, не ново. Так, еще Нопф (Knopf, 1929, цит. по Коржинскому, 1955), изучая «материнскую жилу» в Калифорнии, отмечал, что обогащение пород углекислотой и кальцием сопровождается обеднением их кремнеземом. Согласно Нопфу, жильный кварц сложен кремнеземом, вынесенным из вмещающих пород при их изменении. А. Е. Карякин (1955) считает, что источником кремнезема хрусталеносных жил служат вмещающие породы.

ЛИТЕРАТУРА

- Карякин А. Е. Вмещающие породы — источники материала для минералов хрустальных гнезд. — Зап. Ленинградского горного ин-та, 1955, т. XXX, вып. 2.
Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955.

СЕРПЕНТИНИЗАЦИЯ КАК ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКОЕ ВЫЩЕЛАЧИВАНИЕ

Л. Д. БУЛЫКИН

Уральское территориальное геологическое управление

Серпентинизацию принято рассматривать как ряд последовательно накладывающихся друг на друга метасоматических процессов: хризотиллизацию, антигортитизацию, хризотиласбестизацию и пр. Считается, что чуть ли не каждый из этих процессов является выражением особой фазы или подфазы серпентинизации (Артемов, Кузнецова, 1966а, б). Чаше выделяется две фазы: аутометаморфическая и аллометаморфическая (Соболев, 1952; Пинус и др., 1958). Вместе с тем экспериментальные исследования свидетельствуют о том, что аутометаморфическая серпентинизация в том объеме, в котором она выделяется в настоящее время, маловероятна¹. Согласно этим исследованиям (Боуэн и Таттл, 1950), при аутометаморфической серпентинизации должна наблюдаться серия последовательных замещений: превращение энстатита в тальк при высокой температуре и оливина в брусит при температуре ниже 400° С. Детальное изучение в различной степени серпентинизированных ультраосновных массивов Южного и Среднего Урала показывает, однако, что замещение энстатита тальком явление крайне редкое. Более того, очень часто в породе, оливин которой нецело замещен серпентином, энстатит сохраняется в довольно свежем состоянии.

Геолого-петрографические критерии, которыми аргументируется выделение аутометаморфической фазы, нельзя признать убедительными. Многие исследователи считают, что признаком аутометаморфической серпентинизации служит равномерное проявление ее по всей массе ультраосновного массива. При этом приводятся, например, такие данные: в Баженовском массиве равномерная серпентинизация составляет 15—25%, а в Алапаевском и Джетыгаринском соответственно 30—60 и 30—50% (Соколова, 1960). Согласно В. Р. Артемову и В. Н. Кузнецовой (1966а, б), степень аутометаморфической серпентинизации варьирует от 5—10 до 90—100%.

Очевидно, что серпентинизацию, захватывающую от 15 до 60 или от 5 до 100% общего объема одной и той же ультраосновной породы, нельзя назвать равномерной.

Не отрицая полностью возможность аутометаморфического образования серпентина, мы склонны придавать ему весьма скромное значе-

¹ Понимание характера и масштабов аутометаморфической серпентинизации, высказываемое в отдельных статьях настоящего сборника (см. статьи К. К. Золоева и др.; А. Н. Мардиросьяна; Г. Н. Судиловского), противоречиво, что объясняется сложностью проблемы серпентинизации в целом и недостаточной изученностью отдельных ее вопросов (*прим. редактора*).

ние: не более чем в масштабах проявления протосерпентина Н. Д. Соболева (1945). Геофизические исследования гипербазитов Урала также свидетельствуют преимущественно об аллометаморфическом характере серпентинизации (Таврин, Алейников, Беллавин, 1966).

Размещение тех или иных разновидностей серпентинитов в ультраосновных массивах Урала строго определено и может иллюстрироваться следующей (стандартной) схемой: талькит→антигоритовый серпентинит→хризотилловый серпентинит, местами асбестоносный→ультраосновная порода, содержащая от 60 до 5% серпентина, преимущественно α -хризотила и отчасти γ -хризотила.

Талькиты располагаются на путях наиболее интенсивной циркуляции постмагматических растворов — в зонах разломов, на контакте с вмещающими горными породами и более молодыми интрузиями. Отчасти они являются биметасоматическими, возникая в результате диффузионного обмена кремнеземом и магнием на контакте гипербазитов и алюмосиликатных пород. Основная масса талькитов образуется, однако, в результате привноса кремнезема постмагматическими растворами (Константинов, 1962).

Антигорит и антигоритовые серпентиниты в отличие от хризотила и хризотилловых серпентинитов имеют более высокое отношение Si:Mg. Сопоставление свыше 500 химических анализов показывает, что в антигорите и антигоритовых серпентинитах Урала содержание кремнезема на 1,5—3% выше, чем в хризотиле и хризотилловых серпентинитах. Аналогичные данные приводят У. А. Дир, Р. А. Хаун, Дж. Зусман (1966), В. Р. Артемов и В. Н. Кузнецова (1966а, б). Эти исследователи отмечают также, что антигорит отличается от хризотила пониженным на 1—2% содержанием воды. Возможно, это указывает на более высокую температуру образования антигорита.

Таким образом, по мере перехода от талькитов к гипербазитам в ряду вышеуказанных пород происходит падение отношения кремнезема к магнию. Поведение окислов железа при серпентинизации также свидетельствует о том, что образование антигорита происходит в более кислой среде, чем хризотила (Булькин, 1966).

Следовательно, по мере проникновения в глубь ультраосновного массива серпентинизирующие растворы обогащаются основаниями, главным образом магнием, обуславливая смену антигоритовых серпентинитов хризотилловыми. Примерно одновременно с образованием хризотилловых серпентинитов в трещинах начинается осаждение оснований и возникают прожилки хризотил-асбеста.

Ослабление степени трещиноватости ультраосновных пород по мере удаления от тектонически ослабленных зон приводит к затуханию серпентинизации. В связи с этим хризотилловые серпентиниты переходят в ультраосновные породы, содержащие от 5 до 60% хризотила и являющиеся основным вместилищем жил хризотил-асбеста.

По степени и характеру проявления серпентинизации ультраосновные массивы перидотитовой формации Урала делятся на две группы.

К первой группе относятся гипербазитовые поясы начальных этапов геосинклинального развития Урала. Представителями являются гипербазитовые поясы Тагило-Магнитогорского эвгеосинклинального прогиба. Они повсеместно сложены почти исключительно антигоритовыми серпентинитами, с которыми тесно ассоциируют диабазы, спилиты, кремнистые сланцы и нередко габброиды. Указанная ассоциация наиболее полно соответствует офиолитовой формации в ее современном понимании.

Ультраосновные массивы второй группы относятся к средним этапам Уральской палеозойской геосинклинали. Характерным представителем

второй группы может служить Асбестовско-Режевской пояс. Связь ультраосновных массивов с другими членами офиолитовой формации в данном случае менее определена; спилиты и диабазы здесь нередко отсутствуют.

Тесная парагенетическая связь гипербазитов начальных этапов с диабаз-спилитовыми сериями, регионально выдержанная серпентинизация первых и зеленокаменное изменение вторых дают основание думать, что метаморфизм этих пород вызван одними и теми же растворами, скорее всего связанными с офиолитовой магмой.

Для ультраосновных массивов средних этапов характерно блоковое строение, как это отчетливо устанавливается в Алапаевском, Баженовском и некоторых других массивах. Серпентинизация в них проявлена вдоль тектонически ослабленных зон, тогда как внутренние части блоков, ограниченных такими зонами, слагаются слабо серпентинизированными дунитами и перидотитами. В отличие от региональной такая серпентинизация может быть названа локальной. Она вызвана эманациями гранитной магмы, и с ней связано формирование месторождений хризотил-асбеста.

ЛИТЕРАТУРА

- Артемов В. Р., Кузнецова В. Н. Метасоматические изменения гипербазитов при серпентинизации.— Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. Труды Первой конференции по околорудному метасоматизму. М., «Недра», 1966а.
- Артемов В. Р., Кузнецова В. Н. Проблема серпентинизации в свете современных представлений о минералогии серпентинов.— Второе Урал. петрогр. совещ. Тезисы докл., т. II. Свердловск, 1966б.
- Боуэн Н. Л., Таттл О. Ф. Система $MgO-SiO_2-H_2O$.— Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. М., Изд-во иностр. лит., 1950.
- Булыкин Л. Д. Некоторые сведения о поведении окислов железа при серпентинизации.— Второе Урал. петрогр. совещ. Тезисы докладов, т. II. Свердловск, 1966.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 3. М., «Мир», 1966.
- Константинов Н. Ф. К вопросу о генезисе и некоторых закономерностях размещения тальцитовых месторождений в серпентинитах (на примере Южного Урала).— Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 6. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Соболев Н. Д. Микротекстура серпентинитов и стадии серпентинизации ультрабазитов.— Докл. АН СССР, 1945, т. 50.
- Соболев Н. Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. М., Госгеолиздат, 1952.
- Соколова Л. А. Петрография пород района Баженовского месторождения хризотил-асбеста и некоторые вопросы метаморфизма этих пород.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 47.
- Таврин И. Ф., Алейников А. Л., Беллавин О. В. О связи процессов серпентинизации с формой массивов гипербазитов.— Второе Урал. петрогр. совещ. Тезисы докладов, т. II. Свердловск, 1966.

**ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ
И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ГИПЕРБАЗИТОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ
ВОСТОЧНО-ТАГИЛЬСКОГО МАССИВА В СВЯЗИ С ИЗУЧЕНИЕМ
ЕГО АСБЕСТОНОСНОСТИ**

**К. К. ЗОЛОВЕВ, М. Я. ШМАИНА,
З. В. БАХТИЯРОВА, Т. Н. МЕДВЕДЕВА**

Уральское территориальное геологическое управление

При составлении крупномасштабной прогнозной карты по асбесту южной части Восточно-Тагильского массива ультраосновных пород выяснилось, что в качестве ее основы не может быть использована в полной мере ни одна из имеющихся геологических карт района. В связи с этим возникла необходимость создания дополнительных карт и схем, для чего было пересмотрено около 6000 шлифов горных пород, обработано большое количество химических анализов и проведены специальные полевые наблюдения.

В результате работ получены новые данные, представляющие не только большой практический интерес, но и определенную научную ценность.

Восточно-Тагильский массив гипербазитов составляет большую часть известного Северо-Невьянского перидотитового пояса, фиксирующего одноименный глубинный разлом в восточном борту Тагильско-Магнитогорского мегасинклинория. Сложен массив ультраосновными породами типичной дунит-гарцбургитовой ассоциации (Золоев, Булькин, 1967), представляющей собой продукты перидотитовой магмы (Штейнберг, 1961; Соболев, 1963). Ультраосновные породы массива в целом и различные их типы по своим петрохимическим особенностям близки к альпинотипным гипербазитам и отличаются от аналогичных пород базальтоидных комплексов, что видно из таблицы. В последней для сопоставления приводятся данные по типичному асбестоносному Асбестовско-Алапаевскому перидотитовому поясу и Платиноносному поясу, гипербазиты которого считаются производными базальтоидной магмы.

Южная часть Восточно-Тагильского массива, представляющая собой крупное межпластовое тело, внедрена в синклиналиную структуру, в строении которой принимают участие осадочно-эффузивные породы силурийско-нижнедевонского возраста. С востока гипербазиты массива прорваны габбро и кварцевыми диоритами, которые на западе имеют нормальный контакт с телом гипербазитов. Массив гипербазитов расчленен системой разломов на многочисленные блоки (рис. 1). Направление зон разломов в теле гипербазитов совпадает с направлением долгоживущих разломов, прослеживающихся за пределами ультраосновного массива во вмещающих комплексах горных пород.

В результате восстановления первичного состава пород с помощью анализа реликтивно-псевдоморфных структур определенно устанавливается, что массив сложен главным образом дунитами, энстатитсодержащи-

Петрохимическая характеристика гипербазитов

Массив, порода	<i>f</i>	<i>M/F</i>	Титан	Марганец	Железо
Восточно-Тагильский массив, все гипербазиты	0,101 (172)	10,1 (172)	0,03 (171)	0,08 (171)	5,39 (172)
в том числе:					
дуниты, дунитовые серпентиниты	0,089 (12)	10,6 (12)	0,04 (12)	0,07 (12)	5,55 (12)
гарцбургиты	0,099 (55)	9,0 (55)	0,03 (55)	0,09 (55)	5,70 (55)
диаллагиты	0,128 (19)	7,3 (19)	0,08 (19)	0,06 (19)	4,85 (19)
серпентиниты	0,093 (72)	10,4 (72)	0,03 (72)	0,08 (72)	5,26 (72)
Асбестовско-Алапаевский перидотитовый пояс, все гипербазиты	0,096 (294)	10,1 (293)	0,03 (226)	0,08 (261)	5,67 (294)
в том числе:					
дуниты, дунитовые серпентиниты	0,095 (23)	9,9 (23)	0,03 (1)	0,07 (13)	6,50 (16)
перидотиты (гарцбургиты)	0,112 (32)	8,6 (32)	0,05 (29)	0,08 (31)	7,09 (32)
пироксениты	0,179 (7)	4,7 (7)	0,09 (6)	0,12 (7)	6,56 (7)
серпентиниты	0,087 (119)	11,2 (118)	0,03 (94)	0,08 (108)	5,03 (119)
Платиноносный пояс, все гипербазиты	0,139 (354)	8,6 (354)	0,24 (109)	0,09 (136)	7,21 (354)
в том числе:					
дуниты	0,125 (13)	7,3 (13)	0,01 (8)	0,16 (12)	8,67 (13)
дуниты серпентинизированные	0,098 (36)	9,7 (36)	0,04 (10)	0,16 (18)	6,57 (36)
перидотиты (верлиты)	0,392 (12)	1,9 (12)	0,67 (11)	0,19 (10)	18,90 (12)
пироксениты	0,216 (37)	4,5 (37)	0,30 (32)	0,12 (32)	7,14 (37)
серпентиниты	0,083 (6)	12,1 (6)	0,13 (4)	0,09 (5)	5,08 (6)

Примечание. $f = \frac{\text{Fe} + \text{Mn}}{\text{Fe} + \text{Mn} + \text{Mg} + \text{Ni} + \text{Co}}$;

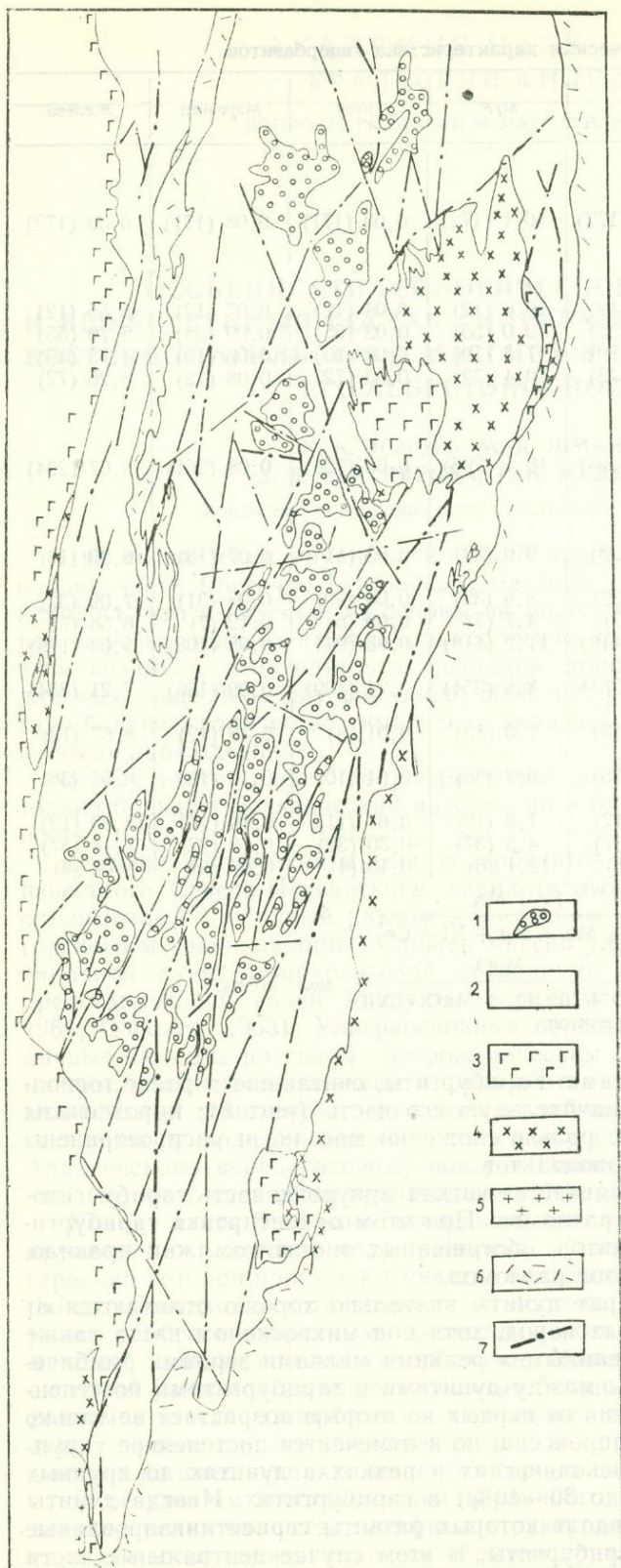
$M/F = \frac{\text{MgO}}{\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{NiO}}$, мол. колич.

В скобках указано количество анализов.

ми и энстатитовыми дунитами. Гарцбургиты, считавшиеся ранее господствующими, слагают незначительную его часть (рис. 2); пироксениты играют резко подчиненную роль в сложении массива и распространены в основном вблизи его эндоконтактов.

Как видно из рис. 2, отмечается четкая приуроченность гарцбургитовых обособлений к зонам разломов. При этом ориентировка гарцбургитовых тел и участков дунитов, обогащенных энстатитом, как правило, совпадает с направлением зон разломов.

В обнажениях и карьерах дуниты визуально хорошо отличаются от энстатитосодержащих горных пород, хотя под микроскопом часто также оказываются «импрегнированными» редкими мелкими зернами ромбического пироксена. Переходы между дунитами и гарцбургитами постепенные, при этом в направлении от первых ко вторым возрастает не только количество ромбического пироксена, но и отмечается постепенное укрупнение его зерен: от микроскопических и редких в дунитах до крупных (2—2,5 см) и обильных (до 30—40%) в гарцбургитах. Иногда дуниты рассечены сетью трещин, вдоль которых развиты серпентинизированные энстатитовые дуниты и гарцбургиты. В этом случае центральные части



дунитовых «ядер» оказываются менее серпентинизироваными, чем гарцбургитовые «петли».

Авторам, впервые для асбестоносных массивов Урала удалось наблюдать здесь типичные такситовые текстуры в гипербазитах, обусловленные закономерным чередованием «прослоев» чистооливиновой породы с полосами, обогащенными ромбическим пироксеном. Такая полосчатость оказалась характерной для ряда контактов дунитов и гарцбургитов. При этом в дуните вначале появляется сравнительно маломощная (2—3 см) полоса гарцбургита. Следующие полосы гарцбургита последовательно возрастают по мощности (до десятков сантиметров и более) и насыщенности ортопироксеном, а полосы дунита, напротив, сокращаются по ширине и, наконец, полностью сменяются гарцбургитами.

Описанные закономерности размещения гарцбургитов внутри массива (см. рис. 2), а также указанные взаимоотношения обога-

Рис. 1. Геолого-структурная схема Восточно-Тагильского массива гипербазитов.

1 — дуниты, энстатитовые дуниты, реже гарцбургиты серпентинизированные; 2 — серпентиниты; 3 — габбро; 4 — кварцевые диориты, диориты; 5 — плагиограниты; 6 — осадочно-эффузивные породы; 7 — разломы.

ценных ромбическим пироксеном участков гипербазитов с дунитами мы склонны объяснять явлениями вторичной пироксенизации, происходящей в позднемагматическую стадию, до консолидации интрузива.

В связи с тем что величины железистости оливинов (содержание фаялитовой «молекулы» 8—9%) и ортопироксенов (содержание ферросилитовой «молекулы» 9—10%) близки между собой, установить изменение железистости этих минералов в направлении дунит—гарцбургит пока не удалось. Однако, взаимоотношения оливина с ортопироксеном таковы, что не дают повода сомневаться во вторичной природе пироксена по отношению к основной массе оливина. В дунитах с незначительным количеством ромбического пироксена (до 3—5%) последний развивается в виде мелких ксеноморфных зерен в промежутках между зернами оливина или образует в породе «почкообразные» скопления. В гарцбургитах ромбический пироксен

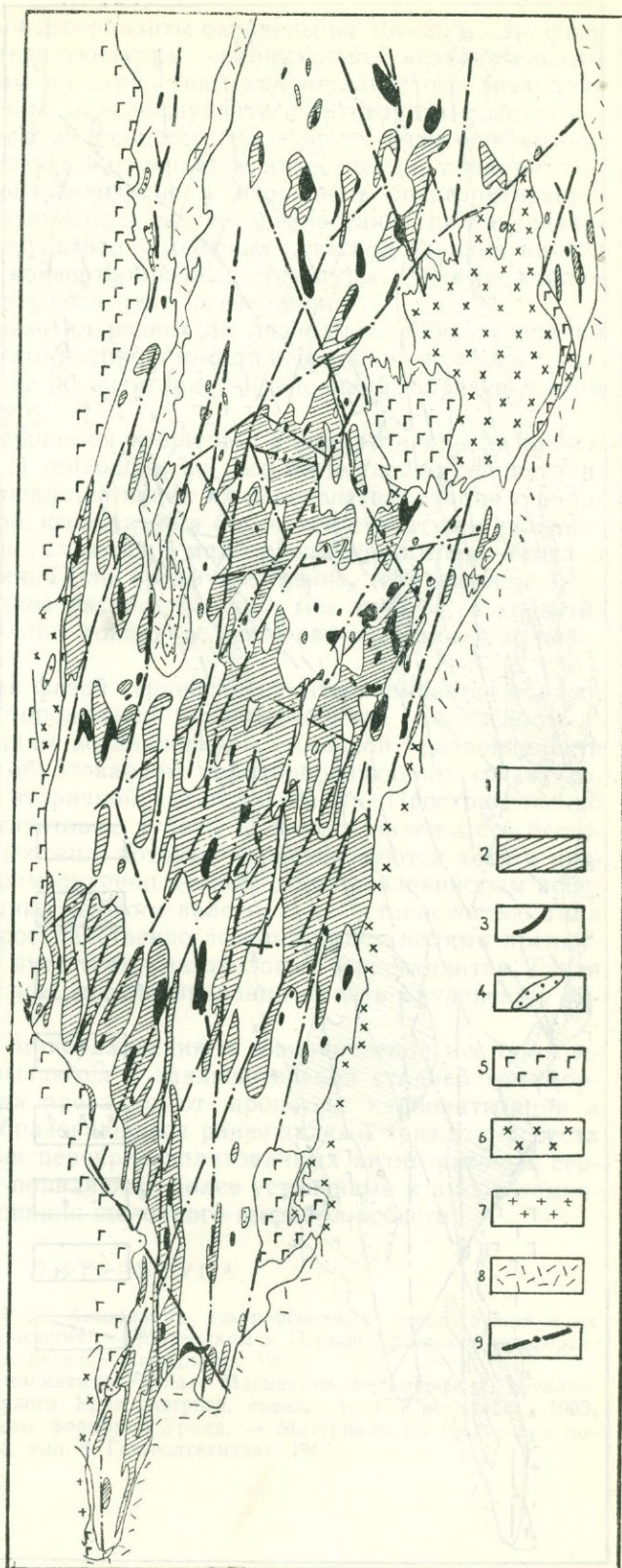
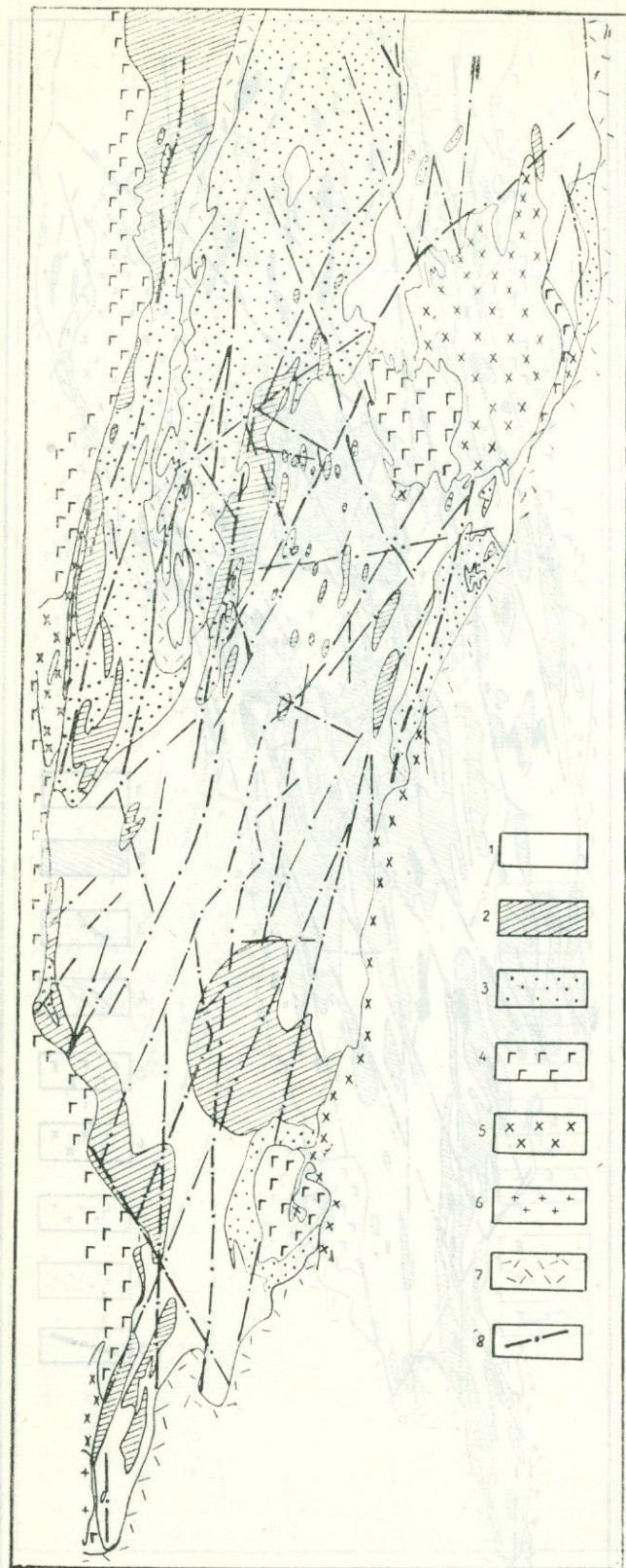


Рис. 2. Виртуальный состав гипербазитов Восточно-Тагильского массива.

1 — дуниты, дуниты энстатитсодержащие; 2 — дуниты энстатитовые; 3 — гарцбургиты; 4 — пироксениты преимущественно диалоговые; 5 — габбро; 6 — кварцевые диориты; 7 — плаггиограниты; 8 — осадочно-эффузивные породы; 9 — разломы.



наблюдается в виде крупных порфировидных выделений размером до 3—4 мм и содержит часто реликтовые остатки зерен оливина, гаснущие при повороте столика микроскопа одновременно.

Ультраосновные породы глубоко метаморфизованы — серпентинизированы, карбонатизированы и оталькованы. Судя по характеру и степени серпентинизации гипербазитов, процесс этот происходил как с периферии массива, так и вдоль разрывных нарушений (см. рис. 1, 3). Об этом, с одной стороны, свидетельствует наличие сохранившихся реликтов слабо затронутых серпентинизацией гипербазитов в центральных частях тела ультраосновных пород (см. рис. 1), а с другой — развитие перекристаллизованных антигоритовых серпентинитов вдоль эндоконтактов массива и зон разломов в теле гипербазитов (см. рис. 3).

Можно говорить о двух фазах серпентинизации. В первую из них имеют место lizardитизация и первичная

Рис. 3. Характер серпентинизации гипербазитов Восточно-Тагильского массива.

1 — поле гипербазитов с преимущественным развитием lizardитизации; 2 — то же с преимущественным развитием хризотилизации; 3 — то же с преимущественным развитием антигоритизации; 4 — габбро; 5 — кварцевые диориты; 6 — плаггиограниты; 7 — осадочно-эффузивные породы; 8 — разломы.

антигоритизация, которыми гипербазиты охвачены на 10—20%. Эту фазу серпентинизации, характеризующуюся сравнительно незначительным развитием по межзерновым пространствам как петельчатого лизардита I генерации, так и первичного мелкощучьчатого антигорита, следует отнести к автометаморфическому процессу. Во вторую фазу серпентинизации — аллометаморфическую — отмечается интенсивная лизардитизация второй генерации, хризотилизация и вторичная антигоритизация. Лизардит II генерации развивается за счет разрастания петель лизардита I генерации или в результате замещения остатков оливина внутри петель, образуя при этом конвертообразные структуры. Реже он наблюдается в виде лент, секущих антигорит I генерации.

Породообразующий хризотил развит по лизардиту обеих генераций с образованием пластинчато-волокнисто-петельчатой и волокнисто-петельчатой структур, а также по антигориту I генерации, образуя в этом случае решетчатую структуру.

Аллометаморфизм завершается вторичной антигоритизацией, причем при развитии антигорита II генерации по уже существенно серпентинизированным породам наблюдается явная их перекристаллизация с образованием крупнолистоватой, игольчатой и брусчатой структур и явлениями собирательной перекристаллизации мелко- и среднезернистого магнетита в более крупные обособления. Поля преимущественно лизардитовых серпентинитов имеют площадное распространение (см. рис. 3), а хризотиловых и антигоритовых — чаще локальное вдоль зон разломов и по периферии массива.

С аллометаморфической фазой серпентинизации связывается образование промышленных месторождений хризотил-асбеста. Согласно микроскопическим исследованиям возникновение жильной разновидности хризотила идет вслед за образованием породообразующего хризотила, но до процесса массовой вторичной антигоритизации. Пространственно лизардитизированные энстатитовые дуниты включают залежи с асбестоносностью типа отороченных жил, которые характеризуются хотя и низкими содержаниями, но промышленно ценным длиноволокнистым асбестом. Богатые по содержанию асбеста залежи с асбестоносностью типа крупной и мелкой сетки пространственно ассоциируют с полями преимущественно хризотиловых и антигорит-хризотиловых серпентинитов. Такая закономерность позволяет при прогнозировании давать оруденению количественную оценку.

Щелочно-амфиболовая минерализация и возникновение месторождений режикит-асбеста связываются с заключительной стадией метаморфизма гипербазитов, когда превалируют процессы карбонатизации и оталькования. При этом образовавшиеся ранее залежи хризотил-асбеста «исчезают» в поле развития перекристаллизованных антигоритовых серпентинитов, и на их месте появляются более устойчивые к высокотемпературным условиям образования щелочного амфибол-асбеста.

ЛИТЕРАТУРА

- Золотов К. К., Булыкин Л. Д. Ассоциации ультраосновных пород Урала и их металлогеническая специализация. — Материалы к Первой Уральской конференции молодых геологов и геофизиков. Свердловск, 1967.
- Соболев И. Д. Тектоника и магматизм Урала. — Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Первого Урал. петрогр. совещ., т. 1. Свердловск, 1963.
- Штейнберг Д. С. Интрузивные формации Урала. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 8. Госгеолтехиздат, 1961.

К ВОПРОСУ О ЗОНАЛЬНОСТИ БАЖЕНОВСКОГО АСБЕСТОНОСНОГО ПОЛЯ

А. Н. МАРДИРОСЬЯН

Уральское территориальное геологическое управление

До последнего времени классическим примером зонального строения месторождений хризотил-асбеста является Баженовский асбестоносный район на Урале. Здесь наиболее четко отмечается зональность, обусловленная закономерным расположением различных типов асбестоносности: «сложных и простых отороченных жил», «крупной и мелкой сеток», «мелкопрожила», «прослоек и единичных жил». Такая зональность впервые описана для Баженовского месторождения Н. С. Михеевым (1920). Существование этой зональности подтвердилось в дальнейшем на других месторождениях хризотил-асбеста.

Как известно, Н. С. Михеев и другие исследователи либо не связывали асбестизацию с определенной разновидностью серпентинитов, либо в целом пространственно увязывали ее только с «хризотилowymi» серпентинитами.

При этом к «хризотилу» относился как волокнистый минерал (собственно хризотил), так и выделяемый в настоящее время пластинчатый lizardит. Более подробно этого вопроса касается Л. А. Соколова (1960). Однако недостаток фактического материала и отсутствие данных по определению lizardита не позволили ей до конца разобраться в существующей закономерной связи асбестизации с характером серпентинизации.

В результате детального картирования действующих карьеров месторождения установлено, что характер серпентинизации закономерно меняется по направлению от безрудного слабо измененного перидотитового¹ блока к зоне разломов. Еще И. И. Задковой и А. А. Твердохлебовой была отмечена эта закономерность, проявившаяся в определенном расположении антигоритовых и хризотилowych серпентинитов. Первые, как указывают эти авторы, тяготеют к сохранившимся перидотитовым телам, вторые располагаются ближе к зонам разломов.

Такой же схемы придерживается Л. А. Соколова (1960), выделяя, кроме того, антигорит двух генераций — первичный и перекристаллизованный.

¹ По данным детальных работ, баженовские перидотиты содержат в среднем 16—17% энстатита и, следовательно, согласно Ф. Ю. Левинсон-Лессингу (1928), должны быть отнесены к энстатитовым дунитам.

Нашими исследованиями установлено, что в пределах месторождения существуют два вида зональности, наложенные одна на другую. В стадию аутометаморфизма происходило образование серпентиновых минералов первой генерации. Среди них четко выделяются антигорит и лизардит, которые довольно широко распространены в блоках серпентинизированных перидотитов. Антигорит здесь преобладает над лизардитом.

По мере удаления от центра блока, количество антигорита уменьшается, а лизардита — возрастает.

Таким образом, возникает следующая первоначальная зональность в направлении от центральных частей перидотитовых блоков к их периферии (т. е. к зоне разломов): 1) антигорит, 2) антигорит + лизардит, 3) лизардит. Первичной серпентинизацией породы охвачены в целом на 35—40% (Еремеев и др., 1959). Образование серпентинитов в эту стадию имело локальный характер.

В стадию аллометаморфизма, связанную с воздействием на ультрабазиты эманаций гранитной магмы (Соколова, 1960), проявилась «вторичная» зональность. В непосредственной близости от разломов, по которым произошло внедрение гранитоидов, происходило образование перекристаллизованных антигоритовых серпентинитов. Далее от зон разломов к центру «блоков» на протяжении нескольких десятков метров ультраосновные породы подвергались лизардитизации. Наконец, в максимальном удалении от зон разломов имела место, в основном, хризотилизация пород. Образовавшиеся в это время серпентиновые минералы относятся ко второй генерации. Их распределение, таким образом, в направлении от перидотитовых блоков к зонам разломов было следующим: 1) хризотил, 2) лизардит, 3) антигорит.

Наложение вторичной зональности на ранее существующую обусловило наблюдаемое закономерное распределение серпентиновых минералов в пределах месторождения. Необходимо отметить, что минералогический состав пород той или иной зоны определился интенсивностью процесса минералообразования, имевшего место при авто- или аллометаморфизме. Поскольку аллометаморфический процесс накладывался на частично серпентинизированные породы, то образующиеся в эту стадию серпентиновые минералы, главным образом лизардит и хризотил, замещали в первую очередь остатки оливина. Естественно, более удаленные от зон разломов участки пород оказались менее измененными. Поэтому зона распространения антигорита первой генерации не подвергалась аллометаморфической серпентинизации и здесь сохранились серпентинизированные перидотиты, тогда как антигорито-лизардитовая и лизардитовая зоны были почти полностью метаморфизованы до образования серпентинитов.

Несколько случаев «итоговой» зональности, наблюдающейся в разных местах месторождения, схематически изображены на рис. 1. При построении схем приняты относительно равные значения процессов авто- и аллометаморфизма. В случае значительного преобладания последнего образуются анхимономинеральные хризотилловые, лизардитовые и перекристаллизованные антигоритовые серпентиниты, располагающиеся согласно аллометаморфической схеме зональности. Так как процесс аллометаморфической антигоритизации был проявлен в незначительной степени, он схематически показан в уменьшенном виде.

Как видно из рисунка, в пределах месторождения встречаются довольно разнообразные по ассоциации серпентиновых минералов породы. Однако это многообразие подчинено единой закономерности, заключающейся в том, что каждая разновидность серпентина первой и

второй генераций имеет определенное место в общей схеме зональности. Наиболее часто встречаемую зональность представляет четвертый случай. Для последнего намечаются три главные зоны.

Первая зона, расположенная в наибольшем удалении от разломов, представлена в разной степени хризотилизованными породами. Она включает в себя антигорито-хризотилитовые, антигорито-лизардито-хризотилитовые, лизардито-хризотилитовые и хризотилитовые серпентиниты, а также серпентинизированные перидотиты с отороченным типом асбестизации. Каждая из этих разновидностей пород в разрезе не всегда присутствует, однако по простиранию они часто сменяют друг друга, создавая непрерывный фронт хризотилизации, протягивающейся параллельно зоне разлома. Мощность зоны хризотилсодержащих пород колеблется

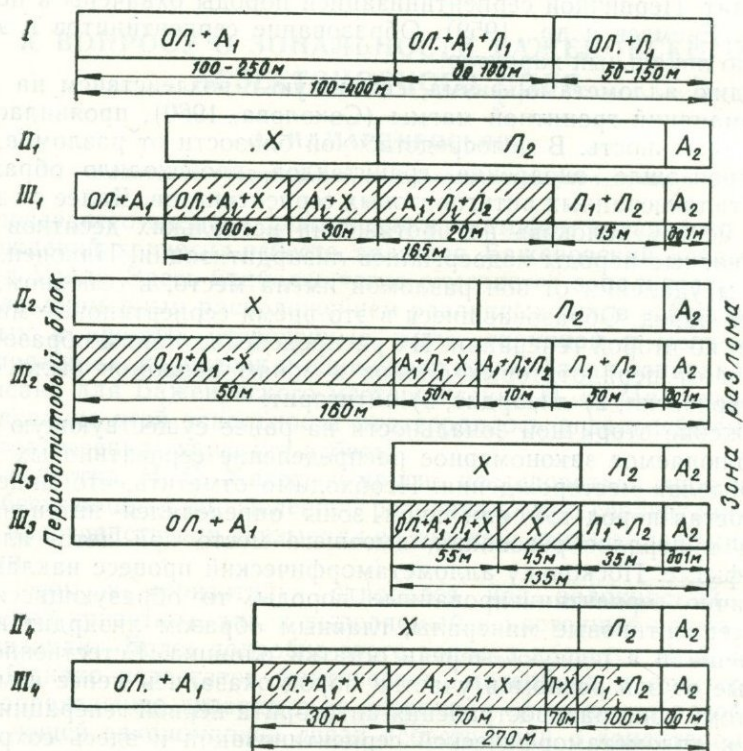


Рис. 1. Примеры общей зональности (III₁, III₂, III₃, III₄), образующейся при наложении аллометаморфической схемы зональности (II₁, II₂, II₃, II₄) на автometаморфическую (I) в ультрабазитах центральной части Баженовского месторождения хризотил-асбеста.

Наименование зон образуется из букв: ОЛ — оливин, А — антигорит, Л — лизардит, Х — хризотил. Заштрихованные части — зоны асбестизации.

от единиц до нескольких десятков метров. В отдельных случаях она достигает 150—200 м.

Вторая зона, расположенная ближе к разлому, представлена преимущественно лизардитовыми серпентинитами, которые наиболее распространены в пределах месторождения. Мощность ее составляет от нескольких десятков метров до 150—200 м. В исключительных случаях она достигает 300—350 м. В разрезе присутствует всегда.

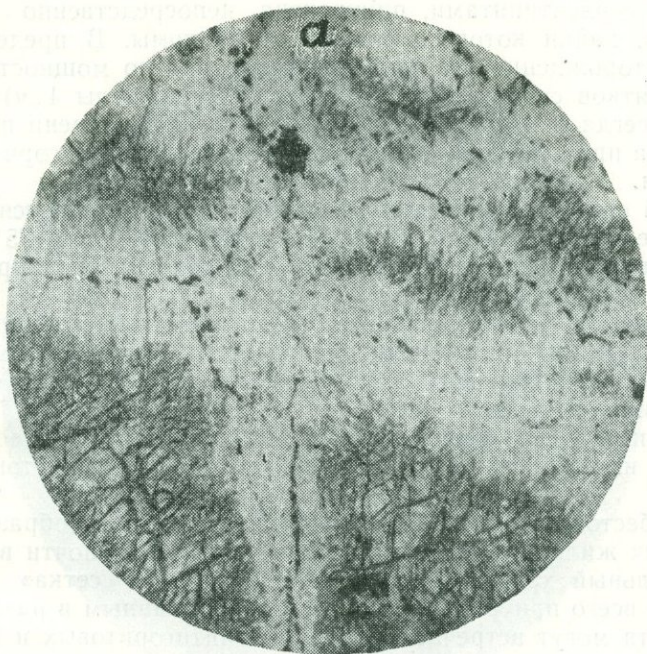


Рис. 2. Характер замещения оливина антигоритом первой генерации. $\times 52$ Ник. II.

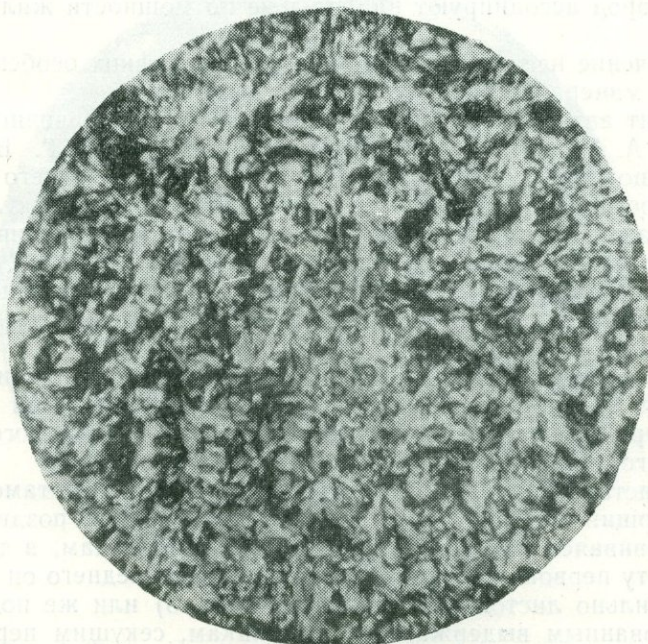


Рис. 3. Антигоритовый серпентинит перекристаллизованный (вторая генерация). $\times 52$. Ник. +.

Наконец, третья зона, представленная перекристаллизованными антигоритовыми серпентинитами, приурочена непосредственно к контакту гранитоидов, дайки которых фиксируют разломы. В пределах описываемого месторождения эта зона незначительна по мощности, всего несколько десятков сантиметров (не выходя за пределы 1 м). В разрезе она почти всегда отмечается. При незначительной степени перекристаллизации зона представлена смешанными лизардито-антигоритовыми серпентинитами.

В разной степени хризотилизированные породы являются преимущественно асбестоносными. На их долю приходится около 75% площади промышленной асбестизации. Лизардитовые серпентиниты промышленно асбестоносны только на 19%.

Остальные 6% асбестоносной площади представлены антигоритовыми и антигорито-лизардитовыми серпентинитами автометаморфического происхождения. Перекристаллизованные антигоритовые серпентиниты, как правило, не асбестоносны.

Автор считает, что хризотилизация гипербазитов вполне может служить одним из достоверных признаков для поисков асбестоносных участков.

Типы асбестоносности распределяются следующим образом. В зоне «отороченных жил» серпентинитовая оторочка имеет почти всегда анхимономинеральный хризотилитовый состав. «Крупная сетка» и «мелкая сетка» чаще всего приурочены к хризотилизированным в разной степени породам, хотя могут встречаться иногда в антигоритовых и антигорито-лизардитовых серпентинитах, тяготеющих к перидотитовым блокам. «Мелкая сетка», кроме того, ассоциирует местами с лизардитовыми серпентинитами, к которым приурочены также зоны «мелкопрожила» и «просечек с единичными жилами». Следовательно, с зоной хризотилизированных пород ассоциируют наибольшие по мощности жилы хризотил-асбеста.

В заключение несколько слов о микроскопических особенностях серпентиновых минералов первой и второй генераций.

Антигорит автометаморфической природы, или «первичный», как его именует Л. А. Соколова (1960), подобен описанному Г. В. Пинусом, В. А. Кузнецовым, И. М. Волоховым (1955, 1958). Для него характерна приуроченность к микроскопическим трещинам, перпендикулярно к которым он развивается, внедряясь в оливин (рис. 2). Трещинки малодержаны по длине, образуют петельчатую микроструктуру, отчего этот антигорит, в отличие от «перекристаллизованного», можно называть «петельчатым». Индивиды его представлены пластинами и листочками различной длины.

Одновременно с «петельчатым» антигоритом по оливину нередко развиваются «самостоятельные» чешуйки антигорита. При полном замещении породы они располагаются в виде беспорядочного агрегата, внутри антигоритовых «петель».

«Перекристаллизованный» антигорит, или аллометаморфический, представляющий вторую генерацию, является самым поздним образованием, развиваясь по всем серпентиновым минералам, в том числе и по антигориту первой генерации. В отличие от последнего он часто образует неправильно листоватую структуру (рис. 3) или же подчинен разноориентированным выдержанным трещинкам, секущим первичную петельчатую структуру.

Лизардиты первой и второй генераций (рис. 4) подобны описанным В. Р. Артемовым и В. Н. Кузнецовой (1966). На Баженовском месторождении они часто присутствуют совместно. Однако нередки случаи,

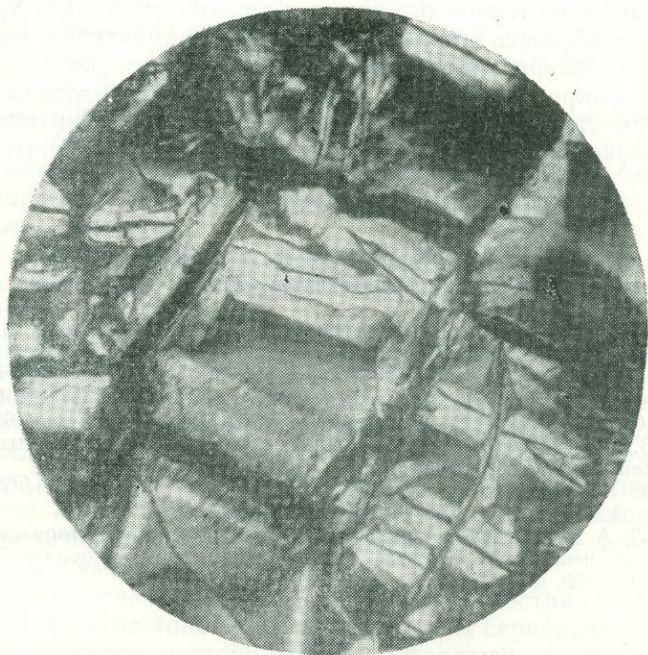
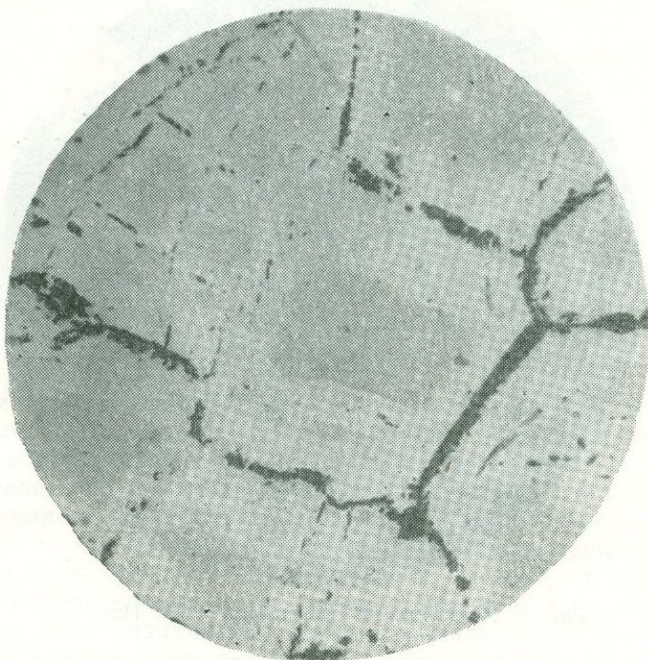


Рис. 4. Лизардитовый серпентинит. Петли сложены лизардитом первой генерации, в ячейках петель лизардит второй генерации. $\times 52$.

a — ник. II; *б* — ник. +.

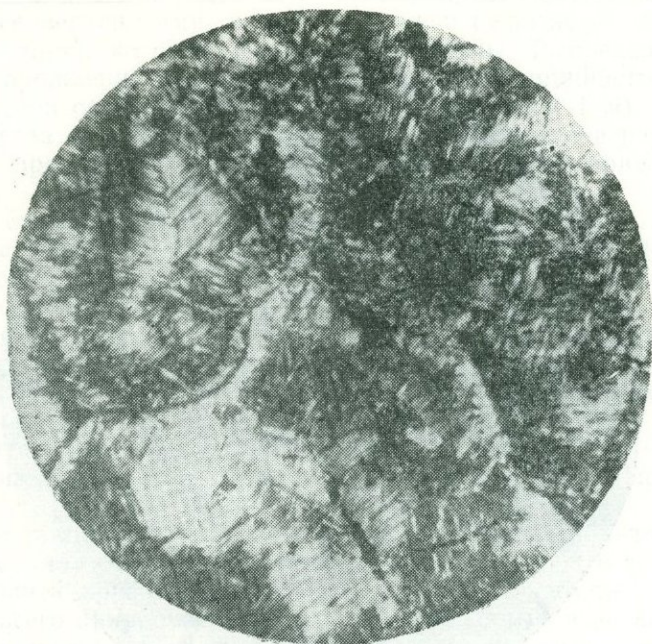


Рис. 5. Хризотиловый серпентинит. $\times 52$. Ник. +.

когда серпентин представлен лишь одной разновидностью lizardита, которая предположительно относится к первой генерации. Хризотиловый серпентинит изображен на рис. 5. Для него характерна петельчато-волокнистая структура, обусловленная сочетанием петельчатых форм, образуемых микротрещинками, с волоконцами хризотила. Последние имеют различную длину. Удлинение их всегда положительное в отличие от псевдоволокнистости lizardита, имеющего отрицательное удлинение.

ЛИТЕРАТУРА

- Артемов В. Р., Кузнецова В. Н. Metасоматические изменения гипербазитов при серпентинизации. — Труды первой конференции по околорудному метасоматизму. Л., 1966 (ВСЕГЕИ).
- Еремеев В. П., Меренков Б. Я., Петров В. П., Соколова Л. А. Хризотил-асбестовые месторождения как одна из форм контактового воздействия гранитоидов на ультраосновные породы. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 31.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Что такое дунит. — Докл. АН СССР, 1928, № 20—21.
- Михеев Н. С. Асбест. Нерудные ископаемые, т. 1. Л., Изд-е КЕПС, 1926.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Тувы. — Труды Гувинской компл. эксп. СОПС, вып. 2. Изд-во АН СССР, 1955.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Соколова Л. А. Петрография пород района Баженовского месторождения хризотил-асбеста и некоторые вопросы метаморфизма этих пород. — Труды ИГЕМ, АН СССР, 1960, вып. 47.

К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ «ОБРАТНОЙ» ЗОНАЛЬНОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТА

Г. Н. СУДИЛОВСКИЙ

Уральский научно-исследовательский институт коммунального хозяйства

Строение ультрабазитовых массивов с промышленной асбестизацией (Баженовское, Джетыгаринское, Киембайское месторождения и др.) характеризуется отчетливо выраженной зональностью. В центральной части массивов, как известно, сохраняются ядра частично серпентинизированных перидотитов, окаймленные в плане и в вертикальных разрезах серпентинитами. Асбестоносные серпентиниты приурочены, как правило, к периферии ядер перидотитов. Асбестовые залежи, в свою очередь, имеют концентрически-зональное строение, обусловленное закономерным чередованием зон с различным характером жилкования асбеста.

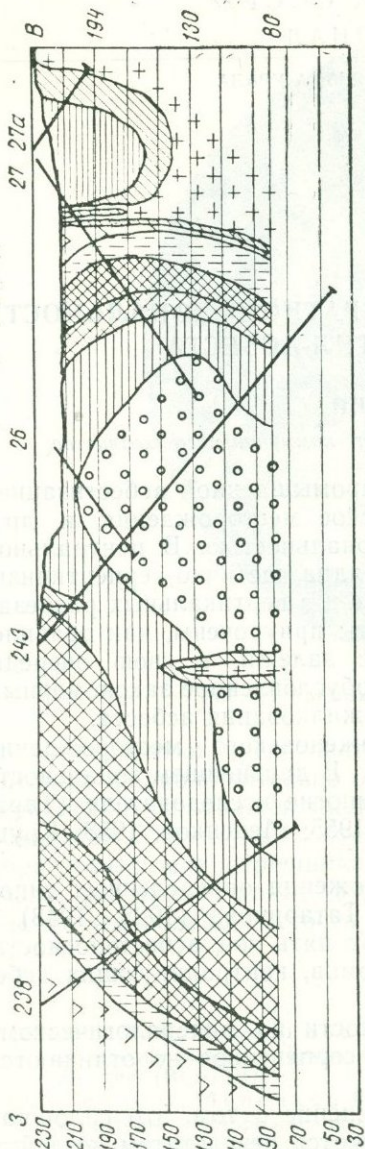
Впервые указание на зональность Баженовского месторождения встречается в работе Н. С. Михеева (1909). В дальнейшем зональность месторождений хризотил-асбеста изучали многие исследователи (Тарасов, 1926; Татаринов, 1928, 1948; Дыбков, 1955; Меренков, 1958; Круцко, 1962; Артемов, Золотов и др., 1966).

Детальные описания зонального расположения определенных типов жилкования асбеста имеются у П. М. Татарина (1928, 1948) и Б. Я. Меренкова (1958), которые выделяют пять зон асбестоносности, считая от ядра перидотитов к зонам разломов, контролирующих асбестовые залежи (рисунок).

Принято считать, что зоны асбестоносности по минералогическому составу слагающих их пороодообразующих серпентинитов не отличаются друг от друга.

Наиболее распространенным является мнение о том, что сплошная серпентинизация и асбестообразование являются результатом воздействия растворов, отходящих от более молодых кислых гранитных тел, на частично автометаморфически серпентинизированные перидотиты. Поэтому, параллелизуя интенсивность серпентинизации с насыщенностью серпентинитов жилками асбеста, некоторые исследователи, например, В. П. Еремеев и другие (1959), полагают, что интенсивность серпентинизации и количество асбеста увеличиваются по мере приближения к зоне разлома и к «молодому интрузиву».

Детальные исследования петрографического состава и физико-механических свойств асбестоносных перидотитов и серпентинитов Баженовского и Киембайского месторождений, позволяют автору значительно уточнить, дополнить и иногда частично пересмотреть существующие представления о происхождении зональности месторождений хризотил-асбеста. Исследования корреляционных связей пороодообразующих компонентов перидотитов и серпентинитов, а также изучение закономерно-



Разрез через асбестовую залежь (по Татарину, 1948).

1 — перидотит; 2 — зона отороченных жил асбеста; 3 — зона крупной сетки; 4 — зона мелкой сетки; 5 — «мелкопрожил»; 6 — неасбестовый серпентинит; 7 — мягкие амфиболы; 8 — жильные породы (диориты).

счет переработки частично серпентинизированных перидотитов в несколько стадий, в последовательности, указанной в таблице.

Устанавливается закономерная приуроченность различных типов асбестоносности к определенным разновидностям серпентинитов. В зонах отороченных жил и крупной сетки преимущественно распространены существенно хризотилловые разновидности серпентина, в зонах мелкой сетки и мелкопрожила — антигоритовые и частично смешанные (хризо-

стей распределения этих пород по объемному весу (Судиловский, 1966), подтвердили высказанную Н. Д. Соболевым (1952) точку зрения о развитии процесса серпентинизации в две фазы — аутометаморфическую и аллометаморфическую.

В аутометаморфическую фазу происходит частичная серпентинизация перидотитов по всей их массе, распределение которой подчиняется нормальному закону Гаусса и может быть выражено математическими формулами: плотности, вероятности и функцией распределения.

Специальные расчеты, основанные на свойствах функции распределения первичной аутометаморфической серпентинизации в перидотитах, показывают, что на Баженовском месторождении они серпентинизированы в среднем на 55% (при колебании в средних пределах от 24 до 85%), а на Кимбайском — на 85%.

Серпентин в аутометаморфически серпентинизированных перидотитах представлен только lizardитом (Артемов и др., 1964). Антигорит, иногда наблюдаемый в перидотитах, всегда при детальном изучении оказывается более поздним и связан с аллометаморфической серпентинизацией¹.

В аллометаморфическую фазу серпентинизации, имеющую периодический, пульсирующий характер, происходит образование серпентинитов за

¹ Имеются определенные данные о развитии первичного антигорита, морфологически четко отличающегося от антигорита второй генерации, который образуется при аллометаморфизме (см. статьи А. Н. Мардиросьяна, К. К. Золоева и др. в настоящем сборнике.— Прим. редактора).

тил-антигоритовые и лизардит-антигоритовые) серпентиниты; в зоне просечек и единичных жил — лизардитовые серпентиниты. Безрудные серпентиниты (рассланцованные и нерассланцованные) представлены лизардитовыми разновидностями. В непосредственной близости от зон разломов снова встречаются антигоритовые серпентиниты. Пространственно и генетически они связаны с дайками гранитоидов, симметрично окаймляя их с двух сторон, вслед за зоной тальковых и тальково-карбонатных пород. Никакого отношения к антигоритовым серпентинитам, развитым в зонах асбестоносности, а следовательно, и к описанной выше зональности эти породы не имеют. Доказывается это тем, что сопряженные с дайками гранитоидов зоны тальково-карбонатных пород и антигоритовых серпентинитов часто пересекают все зоны асбестоносности, на что указывали П. М. Татаринев (1928), Б. Я. Меренков (1957) и другие исследователи.

Учитывая приведенные данные о возрастных соотношениях серпентиновых минералов (таблица) и сопоставляя их с зональностью распределения различных типов асбестовых руд (рисунок), следует констатировать, что интенсивность серпентинизации не уменьшается по мере удаления от зоны разлома в направлении к ядру перидотитов, как считают В. П. Еремеев, Б. Я. Меренков и другие (1959), а, напротив, возрастает. Одновременно закономерно изменяются физико-механические свойства серпентинитов: уменьшается их объемный и удельный вес, увеличивается пористость, снижается прочность при сжатии и вязкость. Все это свидетельствует о наличии «обратной» метасоматической зональности по отношению к местам циркуляции серпентинизирующих растворов.

Образование обратной метасоматической зональности представляется нам следующим образом. Во вторую — аллометаморфическую фазу частично автотаморфически лизардитизированные перидотиты, локально вдоль зон разломов и других тектонически ослабленных мест (особенно по контактам с вмещающими породами) подверглись вторичной лизардитизации с образованием сплошных серпентинитов. Последние возникли постепенно в результате длительного взаимодействия слабо подкисленных водных растворов (судя по продуктам серпентинизации) с первичными минералами гипербазитов. При этом происходит значительный вынос из первичных минералов магния, кремния и алюминия, благодаря которым серпентинизирующие растворы из сравнительно чистых превращаются в кремнемагнезиальные.

В результате вторичной лизардитизации по периферии массива и вдоль зон разломов образуются сплошные поля лизардитовых серпентинитов, окаймляющие уцелевшие «сопки» перидотитов, сохранность и пространственное распределение которых в значительной степени определяются дорудной тектоникой. Именно в это время по периферии ядер перидотитов происходит образование сложной системы трещин, причину образования которых следует искать в резком различии физико-механи-

Схема развития метасоматической зональности

Фаза	Период	Характерный серпентиновый минерал
Автометаморфическая		Лизардит автотаморфический, развивающийся в петлях вокруг зерен оливина
Аллометаморфическая	Лизардитовый	Лизардит аллометаморфический, развивающийся в ядрах петель лизардита первой генерации
	Антигоритовый	Антигорит
	Хризотиловый	Хризотил порообразующий
	Асбестообразование	Хризотил-асбест, серпофит

ческих свойств двух физически неравновесных сред: перидотитов и окаймляющих их серпентинитов. Этим же, возможно, объясняется и образование концентрически-скорлуповатой отдельности, характерной для перидотитов. Перидотитовые ядра в дальнейшем приобретают функцию экрана, а трещины служат местом локализации асбестового оруденения. Контракционная природа трещин в зонах асбестоносности ранее была довольно убедительно доказана Б. Я. Меренковым (1958). Естественно, что в образовавшийся «вакуум» (трещины) проникали кремнемагнезиальные поровые растворы, постепенно полностью заполнившие его.

Начало антигоритизации — второй стадии аллометаморфической серпентинизации — знаменуется, судя по поведению железа (Судилковский, 1966), изменением физико-химической обстановки среды. Лизардитизация, как известно, независимо от фазы ее проявления, происходит в окислительной обстановке. Магнетит при этом не выделяется (Штейнберг, Малахов, 1964), и все железо входит в состав силикатов. При антигоритизации часть железа выделяется в виде магнетита и мигрирует, что свидетельствует об изменении физико-химической обстановки среды (нейтральная или восстановительная). Инфильтрационно-поровые растворы при антигоритизации захватывают все промышленные зоны асбестоносности и по тончайшим трещинкам проникают глубоко в ядра перидотитов. Перекристаллизация лизардитовых серпентинитов сопровождается привнесением магнезии и кремнезема и одновременно выносом железа и алюминия. Растворы, циркулирующие по трещинам, становятся железо-кремнемагнезиальными.

Постепенное увеличение концентрации растворов приводит к замедлению и прекращению процессов серпентинизации. При этом растворы, циркулирующие в зонах «мелкой сетки» и «мелкопрожила», густеют быстрее, чем в зонах «крупной сетки» и «отороченных» жил, где возможности для движения сохраняются дольше. Поэтому в то время как в зонах, удаленных от ядра перидотитов, происходит кристаллизация асбеста из загустевших и потерявших подвижность гелей (Меренков, 1958), в зонах «крупной сетки» и «отороченных» жил происходит перекристаллизация антигоритовых серпентинитов в хризотилосы с увеличением в последних кремнезема и магнезии и дальнейшим выносом железа и алюминия. Процесс серпентинизации заканчивается асбестообразованием в зонах, прилегающих к ядрам перидотитов. В результате могут образоваться разновременные жилы хризотил-асбеста, что не противоречит фактам.

ЛИТЕРАТУРА

- Артемов В. Р., Ковалев Г. А., Кузнецова В. Н. Лизардит в перидотитах, дунитах и серпентинитах. — Зап. ВМО, 1964, вып. 3.
- Артемов В. Р., Золотов К. К., Кудрявцев В. Н., Кузнецова В. Н. Некоторые типы зональности на месторождениях асбеста. — Материалы ко Второй конференции по околорудному метасоматизму. Л., 1966.
- Дыбков В. Ф. Структура рудного поля Баженовского асбестового района как важнейший критерий при поисках «слепых» залежей. — Зап. Ленинград. горного ин-та, 1955, вып. 2, № 30.
- Еремеев В. П., Меренков Б. Я., Петров В. П., Соколова Л. А. Хризотил-асбестовые месторождения как одна из форм контактового воздействия гранитоидов на ультраосновные породы. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 31.
- Круцко Н. С. Основные особенности локализации хризотил-асбеста в перидотитово-серпентинитовой полосе Восточного Саяна. — Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VI. М., 1962.
- Меренков Б. Я. Роль основных и кислых жильных пород в образовании месторождений асбеста и талька. — Методы исследования минерального сырья. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Меренков Б. Я. Генезис хризотил-асбеста. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 22.
- Михеев Н. С. К вопросу о строении месторождений асбеста на Урале. — Горный журнал, 1909, № 4.

- Соболев Н. Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. М., Госгеолиздат, 1952.
- Судиловский Г. Н. Некоторые закономерности изменения химизма ультрабазитов при серпентинизации. — Второе Урал. петрогр. совещ. Тезисы докладов, т. II. Свердловск, 1966.
- Татаринов П. М. Материалы к познанию месторождений хризотил-асбеста Баженовского района на Урале. — Труды Геол. ком., нов. серия, 1928, вып. 185.
- Татаринов П. М. Структура рудного поля Баженовского асбестового района. — Материалы Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та. Полезные ископаемые, 1948, № 4.
- Тарасов К. Е. Баженовское месторождение асбеста. — Поверхность и недра, 1926, т. 4, № 5—6.
- Штейнберг Д. С., Малахов И. А. О поведении железа при серпентинизации. — Докл. АН СССР, 1964, т. 156, № 2.

РОЛЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ В ФОРМИРОВАНИИ ГЕЛИЕВЫХ АНОМАЛИЙ В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ ЗАУРАЛЬЯ

В. Н. БАШОРИН

Уральское территориальное геологическое управление

Газовые или водно-газовые геохимические методы основаны на явлениях миграции газообразных и жидких компонентов глубинной залежи. В природных условиях происходят разнообразные процессы миграции газа: фильтрация, диффузия, перенос его водами, всплывание пузырьков. Наибольшую интенсивность миграционный поток может иметь за счет фильтрации, наименьшую за счет диффузии. Явление фильтрации происходит преимущественно по отдельным наиболее удобным путям, к которым относятся трещины и относительно крупные сообщающиеся поры. Диффузионные же явления происходят повсеместно. В природных условиях в толще горных пород чаще всего имеет место сочетание различных видов миграции. Многообразие природных условий приводит к тому, что в разных районах и в разных структурах миграция газов имеет различную интенсивность. Интенсивность миграции и распределение миграционных веществ обуславливают общий вид газовой аномалии.

Возможность свободного движения газов и масштаб их миграции зависят, главным образом, от наличия открытых путей — сообщающихся пор и трещин, от генезиса трещин, их густоты, размера и наклона, литологического состава пород, заполняющих трещины, и т. д.

Степень свободного передвижения газа зависит также и от глубины проникновения трещин, от состава, характера залегания, мощности и газопроницаемости пород, перекрывающих эти трещины.

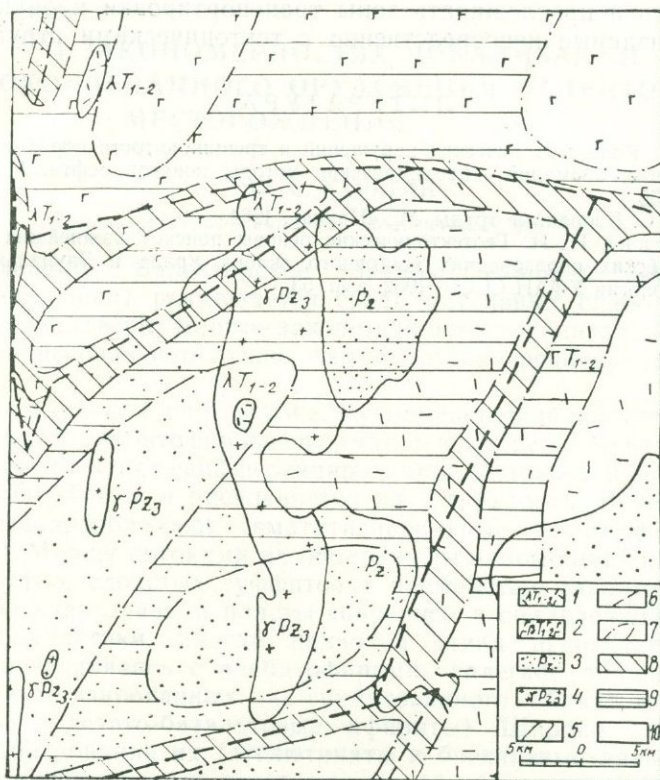
Таким образом, наибольшее значение для движения газов имеют различные трещины: как разрывы со смещениями, так и разрывы без перемещений. Выходы газов, приуроченные к дизъюнктивным нарушениям, создают приповерхностные газовые аномалии. Наземная газовая или водно-газовая геохимическая съемка свободно выделяет эти «тектонические» аномалии и позволяет успешно трассировать дизъюнктивные нарушения.

Трассирование дизъюнктивных нарушений по углеводородным показателям успешно проводится на нефтегазоносных площадях (Лондон, 1950). Вполне естественно, что применение того или иного газового показателя зависит от наличия глубинной залежи (скопления) последнего. Именно поэтому углеводородные показатели нашли широкое применение при геохимических исследованиях в нефтегазоносных районах.

В 1965—1966 гг. проводились исследования по изучению возможности использования гелиевого показателя для выделения и трассирования дизъюнктивных нарушений в Зауралье. При этом основное внимание уделялось глубинным водоносным горизонтам, наиболее тесно связан-

ным с породами фундамента. Зауралье — область мезозойской тектонической и магматической активизации эпипалеозойской платформы. Территория Зауральского поднятия разбита зонами глубинных разломов на большие системы блоков. Наличие мощного чехла мезо-кайнозоя (обычно от 30 до 300 м) затрудняет изучение тектоники этого сложного региона.

Воды Зауралья сильно «заражены» гелием. При этом все повышенные концентрации его связаны с глубинными водоносными горизонтами.



Схематическая карта распространения гелия в подземных водах Среднего Зауралья.

1 — липариты, их туфы и туфовалы; 2 — базальты, андезиты и их туфы; 3 — метаморфогенно-осадочные породы нерасчлененного палеозоя; 4 — граниты, гранодиориты; 5 — стратиграфические границы; 6 — разрывные нарушения; 7 — границы ореолов гелия в подземных водах; 8—10 — контуры ореолов с концентрацией гелия, соответственно, более $5 \cdot 10^{-3}\%$, от $7 \cdot 10^{-4}$ до $5 \cdot 10^{-3}\%$ и менее $7 \cdot 10^{-4}\%$.

Роль гелиепродуцирующих очагов выполняют, по-видимому, породы фундамента. Дизъюнктивные нарушения оказывают определенное влияние на распределение гелия в подземных водах, а следовательно, и на форму гелиевых аномалий (рисунок). Продукцированный гелий концентрируется в водах первоначально по ослабленным зонам глубинных разломов в породах фундамента, а затем по зонам разрывных нарушений в отложениях мезо-кайнозоя.

Тектоника верхнего структурного яруса мезо-кайнозоя является унаследованной и обычно повторяет структуры фундамента (Шатский, 1964; Архангельский, 1962). По зонам глубинных разломов покровные отло-

жения часто разорваны и смещены. В связи с этим зоны повышенной гелиеносности, повторяющие разрывные нарушения в покровном чехле мезо-кайнозоя, непосредственно связаны с тектоническими структурами фундамента и либо соответствуют зонам глубинных разломов (Катайско-Далматовский, Далматовско-Першинский и ряд других), либо являются смещенными по отношению к ним (разветвление Катайско-Далматовского разлома западнее г. Катайска).

Гелиевая съемка может оказать несомненную помощь при изучении тектоники Зауралья. При сравнительно небольших затратах она позволяет выделять и проследживать зоны транспортировки продуцированного гелия, связанные непосредственно с тектоническими структурами в Зауралье.

ЛИТЕРАТУРА

- Лондон Э. Е. Роль тектонических нарушений и трещиноватости пород в формировании газовых аномалий.— Геохимические методы поисков нефти. М., Гостоптехиздат, 1950.
- Шатский Н. С. Избранные труды. М., «Наука», 1964.
- Архангельский Н. И. Геотектонические основы поисков важнейших ископаемых в мезозойских образованиях восточного склона Урала и Зауралья. — Труды Ин-та геологии УФАН СССР, 1962, вып. 63.



О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ ВАЛЕНТОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ю. С. ҚАРЕТИН

Уральское территориальное геологическое управление

Разведываемое Валенторское медноколчеданное месторождение (Карпинский район) размещается среди массивных слабо измененных вулканитов ландовери; многие закономерности локализации оруденения видны здесь несравненно лучше, чем в других среднеуральских месторождениях.

Геологическое строение. Рудовмещающий комплекс относится к диабаз-спилит-альбитофировой формации ландовери. Контрастный разрез ее, подстилаемый недифференцированной диабазовой толщей, имеет мощность 350—550 м и расчленяется на 2 горизонта. В верхней половине разреза преобладают гематитизированные альбитофиры ($\text{SiO}_2 = 68—72\%$). Между потоками их обнаружены маломощные пачки кислых кристаллотуфов, слоистых туффитов и кремнистых сланцев с радиоляриями, либо кластолавы и пласты сваренной и сплавленной грубообломочной пирокластики, иногда пемзовой (типа игнимбритов). Ниже, частично переслаиваясь с альбитофирами, залегает толща афировых нередко гематитизированных лав спилитовидного облика (спилиты, микродиабазы, андезито-базальтовые афириты). Широко развиты кластические образования их (агглютинаты и брекчиевые лавы), образующие на границах потоков горизонты до 10—15 м мощности. Изредка отмечаются грубые туфы с примесью обломков альбитофиров и пласты до 50 м мощности водноотложенных туфоконгломерато-брекчий, иногда отсортированных до слоистых гравелитов.

Нашими работами выявлено, что большой объем в разрезе спилито-альбитофирового комплекса занимают субвулканические фации, представленные: 1) дайками и жилами микродиабазов и мелкопорфировых кварцевых альбитофиров; 2) субвулканическими телами площадью до 0,5 км² штокообразной формы с апофизами и согласными напластованию залежами афиритов дацитового, кислого и андезитового состава. Субвулканиты часто тонкоиндалекаменные, от эффузивов отличаются однородностью облика на протяжении десятков и сотен метров по вертикали, отсутствием в краях текстур граничных частей потоков, наличием секущих крутопадающих контактов и ксенолитов вмещающих пород. Широко распространены своеобразные эруптивно-метасоматические брекчии субвулканитов, принимавшиеся ранее за туфы. Они состоят из остроугольных и «ключевидных» хлоритизированных обломков до 15 см размером, сцементированных фарфоровидным кварцем; постепенно переходят в массивные субвулканиты. Особенно характерны для краевых частей дацитовых тел и имеют нередко облик пемзовых брекчий

(«ключевидные» обломки рыхловаты — до тонкошлаковидных и волокнисто-«полосчатых»). Автору представляется, что такие тела дацитовых афиритов (составляющие $\frac{2}{3}$ объема всех субвулканитов месторождения), часто с реликтами перлитовой текстуры и трубчатых и щелевидных крутоориентированных миндалин, являются приповерхностными внедрениями вспененной, пемзовидной стекловатой лавы, дававшей при прорывах на поверхность упоминавшиеся сваренные пемзовые туфы. Субвулканиты составляют до 50% площади рудного поля, но многие тела не выходят на дневную поверхность. Практически все они гидротермально изменены.

Возраст спилито-альбитофирового комплекса определяется на основе находок граптолитов (на р. Кушве) и радиолярий (в скв. 600 и 604, юг рудного поля, S_1 ln_{2-3} , определения Б. М. Садрисламова). Надрудный андезитовый комплекс содержит вверху разреза известняки с фауной венлока (оз. Антипинское, пос. Зимовье и др.). Представлен он андезитовыми и кварцевыми липарито-дацитовыми туфами и андезитовыми порфиритами (порфирировая формация венлока), перекрывает без признаков размыва и несогласий восточный фланг рудного поля. Обильны кислые, в том числе нормальные $K-Na$ субвулканиты. Вообще облик пород здесь более свежий, гидротермальные изменения развиты очень незначительно, лишь далеко на востоке, у пос. Верх-Турья, известны массивы низкотемпературных вторичных кварцитов, отсутствующих в рудовмещающем комплексе. Субвулканические дайки неальбитизированных диоритовых и кварцевых диабазовых порфиритов венлока пересекают гидротермалиты и руды месторождения. Все это заставляет предполагать доандезитовый (довоенлоцкий) возраст оруденения.

Ландоверийский вулканизм был трещинным наземным (явления сваривания и обжига) и подводным, прибрежным (грубые конгломератобрекчии, отчасти, возможно, континентальные). Формировались плоские лавовые плато (падение слоев не превышает $15-25^\circ$), с цепочками мелких центров, фиксируемых нагромождениями пирокластики и шлаков. На окраинах зон максимальной вулканической активности такие плато сменялись депрессиями. Крупнейшей из них является Валенторско-Симская вулканотектоническая кольцевая депрессия типа кальдеры обрушения диаметром 12 км. Валенторское месторождение отчетливо приурочено к разломам западного борта ее. Заложена депрессия была еще в ландовери, об этом свидетельствует направление течения (и падения) потоков альбитофиров внутрь депрессии и появление по южному и западному бортам ее пемз и яшмоидов, отсутствующих в разрезе спилито-альбитофирового комплекса на удалении от депрессии. Кольцевой характер ее хорошо виден на гравиметровой карте и фиксируется системой радиальных и концентрических разломов, проявившихся полукольцом зон гидротермальных изменений, цепочками субвулканических тел и в охватывающем характере северного контура Исаковско-Башенского массива кварцевых диоритов.

Гидротермальный метаморфизм и оруденение. Рудная зона имеет меридиональное простирание. Медистые колчеданы и жильково-вкрапленные руды (Cu, Zn) месторождения имеют пластовую форму и локализуются либо у верхней границы зон гидротермальных изменений, под экраном неизмененных гематитизированных эффузивов, либо внутри массивов гидротермалитов. Рудные тела, согласно нашим отстройкам, на основе просмотра керна 400 скважин, локализуются в закрытых зонах тектонического отслаивания пластовой и «лоткообразной» формы вдоль пологих, $10-30^\circ$, верхних согласных контактов некрупных субвулканических тел как внутри тел субвулканитов, так и на

их контактах с эффузивами, а также внутри спилитов параллельно контактам субвулканических тел, иногда в несколько этажей, следуя по пластам пористых кластолов. Наиболее часто рудоконтролирующие субвулканические тела приурочены к контактам физически разнородных сред: нижнего, спилитового и верхнего, альбитофирового горизонтов или к зоне туфоконгломерато-брекчий внутри спилитов. Крутопадающие рудные зоны штокверкового типа в субвулканитах (прожилки в трещинах хрупкого дробления) не выдержаны и обычно не промышленны. На участках, где субвулканические тела в разрезе отсутствуют, отсутствуют и гидротермальные изменения пород и оруденение. Субвулканиты в целом приурочиваются к решетке разломов древнего, синвулканического заложения, ориентированным субшироко и меридионально. Рудоносными оказываются только широтно, даже регионально ориентированные контакты субвулканитов, меридиональные контакты их крутопадающие и ограничивают оруденение. Многие нарушения подновлены пострудными подвижками, с образованием системы мелких блоков.

Закономерная околорудная зональность обычно отсутствует, наиболее крупные массивы гидротермалитов безрудны; интенсивность окварцевания и серицитизации в околорудных зонах иногда значительно слабее, чем в более удаленных и безрудных зонах. Иногда богатое халькопиритовое оруденение проникает в почти неизменные спилиты, выполняя миндалины или частично замещая хлоритовые сланцы зон милонитизации; жилы колчедана встречены также среди свежих гематитизированных альбитофиров. Гидротермальные изменения и оруденение контролируются характером структурной обстановки. Гидротермальные изменения захватывают большие объемы массивных вулканитов, сохраняющих реликты первичных текстур и структур, а оруденение развивается по локальным, явно дизъюнктивно нарушенным зонам, что фиксируется брекчиевыми полосчатыми и прожилковыми текстурами руд, реликтами незамещенных милонитов, причем прожилки местами секут сланцеватость изредка встречающихся порфириидов. Все эти закономерности, наблюдавшиеся автором также в карьерах Учалов и Сибая, приводят к выводу, что оруденение лишь накладывалось на более ранние гидротермальные изменения и что, следовательно, гидротермалиты не могут априорно рассматриваться как околорудные метасоматиты, будучи связаны в главной массе с безрудной сольфатарно-фумарольной деятельностью заключительных стадий формирования тел субвулканитов.

Выделяется, таким образом, ряд дорудных этапов тектонической (и гидротермальной) подготовки и предрудный (рудоконтролирующий) этап, проявления которого наследуют более древние проникаемые зоны. В частности, оруденение обычно отсутствует в зонах дорудного дробления, залеченных «фарфоровидным» кварцем и гематит-кварцевой жилковатостью, но часто может развиваться по соседству с ними.

Выявленные закономерности локализации руд позволяют прогнозировать новые рудные зоны в пределах месторождения и по южному борту кольцевой вулкано-тектонической депрессии.

СОДЕРЖАНИЕ

Стратиграфия, палеонтология, литология, тектоника

В. Г. Гецен. Сопоставление отложений верхнего докембрия Тимана (Четласский камень) и западного склона Урала (Полюдовское поднятие)	5
П. Н. Швецов, О. С. Богатырев, Н. О. Решетников. Стратиграфия подзигальгинских метаморфических образований Маярдакского антиклинория Южного Урала	10
Б. В. Чувилин, А. Ф. Ротарь. Литологический состав и стратиграфическое положение машакской свиты в разрезе древних свит Южного Урала	15
Н. Я. Анцыгин, Н. Ф. Петров. Этапы развития трилобитов и брахиопод в ордовике Урала	20
О. В. Богоявленская, Р. Д. Калугина, В. Г. Устюжанинов. К характеристике лудловских отложений в Североуральском районе восточного склона Урала	28
Р. М. Иванова. Микропалеонтологическое изучение визейских известняков Агаповской синклинали (Магнитогорский синклинорий)	35
Г. И. Чайко, А. В. Яркова. О типах геологического разреза каменноугольных отложений восточного крыла Магнитогорского синклинория	40
А. И. Москаленко. О расчленении осадочно-вулканогенной толщи и принципах корреляции литолого-стратиграфических разрезов на магнетитовых месторождениях Соколовско-Сарбайского рудного узла	44
Б. М. Садрисламов. Значение радиолярий для уточнения стратиграфии палеозойских отложений Южного Урала	49
Е. И. Качанов. Кораллы и история развития раннекаменноугольного моря на восточном склоне Южного Урала	54
Н. Я. Нестерова. Новый вид рода <i>Poleumita</i> (гастроподы) из лудловских отложений восточного склона Северного Урала	59
Б. К. Ощепков. Перспективы нефтегазоносности верхних горизонтов среднего карбона юга Пермской области	63
Т. А. Хоход. Минералого-геохимическая характеристика отложений нижнеказанского подъяруса верхней перми Салмышской меденосной зоны Оренбургского Предуралья	67
В. Н. Пучков, Н. И. Тимонин. К истории тектонического развития территории севера Урала и Приуралья в пермский период	71
А. Г. Краснобаева. О выделении тектонических зон по данным магнито-теллурического зондирования в пределах Урала	75

Петрография и минералогия

Н. И. Литовченко, А. А. Травников. Гранитоиды бассейна рек Манья, Шекурья, Хартес	83
Е. П. Калинин. Распределение концентраций ниобия и тантала в комагматичных интрузивных и эффузивных породах кислого ряда	90
М. С. Рапопорт. О структурной совмещенности разновозрастных габброидов и гранитов в гетерогенных интрузивах	95
Д. Н. Салихов, И. Б. Серавкин. Вулкано-плутонические комплексы Магнитогорского мегасинклинория	100

А. С. Бобохов, З. М. Родичева. Об игнимбритовидных породах Сибайского месторождения	106
Г. Б. Мельникова. Пепловые кристаллотуфы из района колчеданного месторождения «Молодежное» на Южном Урале	111
Е. А. Белгородский, В. В. Бабкин. Некоторые особенности вулканогенных формаций в южной части Алапаевско-Теченского мегасинклинория	117
А. А. Захарова. Петрографический состав силурийских и девонских конгломератов западного крыла Магнитогорского мегасинклинория (на примере Бурибайского рудного района)	122
Р. Г. Тимонина. Дистен-хлоритоидные породы бассейна реки Кожим (Приполярный Урал)	129
А. И. Белковский, И. Н. Локтина. Роговые обманки из кварцевых жил Уфалейского метаморфического комплекса	135
Е. П. Мельников. Химический состав и физические свойства гранатов из метаморфических пород юго-восточной части Уфалейского антиклинория (Средний Урал)	139
В. Б. Болтыров. Типы регионального метаморфизма и их связь с историей тектоно-магматического развития района среднего и верхнего течения р. Джусы на Южном Урале	149
А. А. Краснобаев, Н. С. Сплошнова. Микроморфологический анализ кристаллов циркона	152
В. В. Холоднов, А. Ф. Коптяев. О термолюминесценции и флюоресценции цирконов из древних конгломератов	164
Р. А. Минобаев. Магнитная стабильность магномангнетитов	169
Л. А. Холоднов, Х. М. Фурман. Автоматизация петрохимических пересчетов с применением электронно-вычислительных машин	175

Полезные ископаемые

А. Т. Базилевский. Об устойчивости состава хромитовых руд	185
И. Е. Шадрин. Новые данные о марганцевоносности Тагило-Кушвинского рудного района	188
А. А. Пуркин, Ю. П. Сорокин. Геологическое обоснование поисков новых глубокозалегающих скарново-магнетитовых залежей в Тагило-Кушвинском железорудном районе	192
Г. В. Петров. Новые данные о рудоносности северной части Верхнеуральского колчеданоносного района	197
И. С. Анисимов, В. И. Гордица. Геологическое строение и особенности колчеданного оруденения в Маканском рудном поле	201
Г. В. Божко. Особенности геологического строения и генезис Айдырлинского колчеданного месторождения	209
Ш. Н. Кац. Принципы прогнозирования оценки колчеданных рудопоявлений по данным составления карты метаморфизма (на примере Вишневогорского участка)	214
Б. Д. Магадеев, А. К. Тимергазина. Салаватское месторождение прожилково-вкрапленных медных руд	220
С. Б. Ящинин. Таш-Ярское полиметаллическое оруденение и некоторые особенности его генезиса	224
М. Б. Аринштейн и К. А. Поташко. Тантал в корях выветривания гранитных пегматитов	228
С. Г. Червяковский. О реликтовых структурах метаморфизованных осадочных пород и рудных метасоматитах одного из участков западного склона Южного Урала	231
Р. О. Берзон. Особенности формирования метасоматических и кварцевых тел на Бынговском золоторудном месторождении	237
Л. Д. Булькин. Серпентинизация как послемагматическое выщелачивание	243
К. К. Золотов, М. Я. Шмайна, З. В. Бахтиярова, Т. Н. Медведева. Особенности геологического строения и вещественный состав гипербазитов южной части Восточно-Тагильского массива в связи с изучением его асбестонности	246
А. Н. Мардиросьян. К вопросу о зональности Баженовского асбестонного поля	252
Г. Н. Судиловский. К вопросу о происхождении «обратной» зональности месторождений хризотил-асбеста	259
В. Н. Башорин. Роль тектонических нарушений в формировании гелиевых аномалий в подземных водах Зауралья	264
Ю. С. Каретин. О закономерностях локализации медноколчеданного оруденения Валенторского месторождения	267

УДК 551.72(470.53+470.13)

Сопоставление отложений верхнего докембрия Тимана (Четласский Камень) и западного склона Урала (Полудовское поднятие). Гецен В. Г. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

В составе верхнего докембрия Среднего Тимана выделены четласская и аньюгская серии, разделенные на свиты. Предполагается, что четласская серия соответствует устьчурочной и среднечурочной свитам Полудова кряжа; аньюгская серия Тимана отвечает ильважской и кочешорской свитам Северного Урала.

Иллюстраций 1. Библиогр. назв. 8.

УДК 551.72(470.52)

Стратиграфия подзигальгинских метаморфических образований Маярдаского антиклинория Южного Урала. Швецов П. Н., Богатырев О. С., Решетников Н. О. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

На основании иного трактования структуры, сложенной докембрийскими образованиями района хр. Маярдак, приведена стратиграфия подзигальгинских образований. Разрез начинается кызылташской свитой, которая подразделена на сюрюнзяк-ахмеровскую, басканскую, камерташскую и маярдаскую подсвиты. Залегающая выше аюсапканская свита с глубоким размывом ложится на различные подсвиты кызылташской свиты. Аюсапканская свита перекрыта породами белетарской свиты. Аюсапканская и белетарская свиты соответствуют машакской свите Ямантауского антиклинория. На юге Маярдаского антиклинория верхнепротерозойские образования трансгрессивно перекрыты средним и верхним ордовиком.

Иллюстраций 1. Библиогр. назв. 1.

УДК 551.72(470.55)

Литологический состав и стратиграфическое положение машакской свиты в разрезе древних свит Южного Урала. Чувиллин Б. В., Ротарь А. Ф. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

На основании геологосъемочных работ масштаба 1:25 000 машакская свита подразделена на восемь толщ. Машакская свита залегает выше юшинской с размывом и резким угловым несогласием. Машакская свита постепенно переходит в зигальгинскую и должна быть отнесена к юрматинской серии.

Иллюстраций 1. Библиогр. назв. 4.

УДК 554.8(113.3)+565.393(113.3)

Этапы развития трилобитов и брахиопод в ордовике Урала. Анцыгин Н. Я., Петров Н. Ф. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

В развитии трилобитов и брахиопод выделены два крупных этапа, из которых ранний отвечает раннеордовикской эпохе, а поздний — средне- и позднеордовикским эпохам. Раннеордовикский этап подразделяется на тремадокский подэтап с четырьмя комплексами фауны и арегинский подэтап с одним комплексом фауны.

В среднепозднеордовикском этапе намечаются два подэтапа — раннесреднекарадокский и позднекарадокский (ашгилский). В первом подэтапе выделены три комплекса фауны, в составе второго подэтапа намечаются два комплекса фауны. Выделенные этапы и подэтапы в развитии фауны отвечают отделам и ярусам стратиграфической шкалы Северо-Европейской биогеографической провинции, что делает излишним применение для Урала местных провинциальных ярусов.

Библиогр. назв. 20.

УДК 551.773.3(470.54)

К характеристике лудловских отложений в Североуральском районе восточного склона Урала. Богоявленская О. В., Калугина Р. Д., Устюжанинов В. Г. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

Приведена литологическая и фаунистическая характеристика лудловских отложений Североуральского района. Разрез представлен следующими свитами (снизу): воскресенской, колонгинской, сосвинской. Осадконакопление в течение всего лудловского времени происходило без существенных перерывов и повсеместно на Урале отмечаемый предверхнелудловский размыв в Североуральском районе отсутствует. Обновление фаунистического комплекса происходит в верх-

ней части колонгинской свиты, вследствие чего граница верхнего и нижнего лудлова проводится ниже общепринятого уровня.

Иллюстраций 3. Библиогр. назв. 2.

УДК 551.735.1(470.55)

Микропалеонтологическое изучение визейских известняков Агаповской синклинали. И в а н о в а Р. М. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

Установлено, что распределение по разрезу характерных руководящих видов фораминифер отличается от одновозрастных разрезов Подмосковной синеклизы, вследствие чего выделение по микрофауне различных горизонтов визейского яруса центральных районов Русской платформы оказалось невозможным. Предполагается, что подобное распределение микрофауны является следствием механического смешения органических остатков из различных горизонтов визейского яруса.

Иллюстраций 3. Библиогр. назв. 5.

УДК 551.735(470.55)

О типах геологического разреза каменноугольных отложений восточного крыла Магнитогорского синклиория. Ч а й к о Г. И., Я р к о в а А. В. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

На основании соотношения вулканогенных и осадочных пород в разрезе карбова Магнитогорского синклиория выделены несколько типов разреза (чеканский, кипчакский, кондуровский, аркаимский, утяганский). Предполагается, что столь большое разнообразие типов разреза в пределах сравнительно небольшой территории определяется осадконакоплением в пределах изолированных тектонических блоков, каждый из которых имел свою историю развития в каменноугольный период.

Иллюстраций 1. Библиогр. назв. 3.

УДК 553.311(574)

О расчленении осадочно-вулканогенной толщи и принципах корреляции литолого-стратиграфических разрезов на магнетитовых месторождениях Соколовско-Сарбайского рудного узла. Москаленко А. И. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

На основе изучения разреза Южно-Сарбайского месторождения, который отражает наиболее полно комплекс пород Соколовско-Сарбайского рудного узла, выделены по преобладающему литолого-петрографическому составу пород девять пачек, из которых три нижние соответствуют безрудной сарбайской свите, четвертая и пятая пачки отвечают основной рудоносной соколовской свите. Остальные пачки относятся к куржункульской свите. Основной рудоконтролирующей пачкой является IV в составе соколовской свиты. Она слагается известняками и туффитами.

Иллюстраций 1. Библиогр. назв. 3.

УДК 563.14(113)

Значение радиоларий для уточнения стратиграфии палеозойских отложений Южного Урала. С а д р и с л а м о в Б. М. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

В отложениях палеозоя Южного Урала выделено 15 комплексов радиоларий — каялинский (кембрийский?), кидрясовский (нижнетремадокский), губерлинский (нижне-среднеордовикский), лландоверийский, венлокский, лудловский, нижнебаймак-бурибаевский (нижнесилурийский), верхнебаймак-бурибаевский (верхний силур?), майский (верхний силур? — нижний девон), карамалыташский (средний девон), мукасовский (франский ярус), нижнетурнейский, березовский (верхнетурнейский — верхневизейский), верхнекаменноугольный, пермский.

Библиогр. назв. 6.

УДК 563.6(113.5)

Кораллы и история развития раннекаменноугольного моря на восточном склоне Южного Урала. Качанов Е. И. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

Рассматривается история развития коралловой фауны в раннекаменноугольном бассейне восточного склона Южного Урала. Отмечено, что между девонским и раннекаменноугольным комплексами кораллов нет преемственности. Выделены два этапа развития кораллов, отвечающие по времени турнейскому и визейско-намюрскому времени. Предполагается, что изменения в составе комплекса кораллов определяются большей частью не эволюционными причинами, а фаціальными обстановками. Приведены числовые характеристики изменения различных групп кораллов в раннекаменноугольное время.

Иллюстраций 3. Библиогр. назв. 5.

УДК 564.3(113.3)

Новый вид рода *Poleumitia* (гастроподы) из лудловских отложений восточного склона Северного Урала. Нестерова Н. Я. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970

Приведено описание нового вида гастропод *Poleumitia (Beraunia) istokeusis*. Раковины гастропод обнаружены совместно с мультиспиральными крышечками.

Иллюстраций 1. Библиогр. назв. 5.

УДК 553.981/982+551.735.2

Перспективы нефтегазоносности верхних горизонтов среднего карбона юга Пермской области. Ощепков Б. К. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

На основании анализа коллекторских свойств карбонатных пород верхней части Московского яруса и размещения в этих отложениях известных месторождений нефти и газа выделяются высокоперспективные, перспективные и малоперспективные земли.

Таблиц 1. Иллюстраций 1. Библиогр. назв. 2.

УДК 551.736.3 : 549

Минералого-геохимическая характеристика отложений нижнеказанского подъяруса верхней перми Салмышской меденосной зоны Оренбургского Предуралья. Хоход Т. А. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

При минералогическом изучении установлено присутствие в нижнеказанских отложениях более 50 минералов, из которых более 40 входят в состав тяжелой фракции. Основным рудным минералом является халькозин, в меньшем количестве присутствуют борнит, ковеллин и халькопирит. Полностью отсутствуют минералы цинка и свинца. Наблюдается тесная коррелятивная связь меди и серебра. Рудоносной является пачка *a*, залегающая в основании нижнеказанских отложений (песчаники, песчанистые известняки, алевролиты). Мощность рудоносной зоны 0,5—1,3 м.

Иллюстраций 2.

УДК 551.24(470.5 : 551.736)

К истории тектонического развития территории севера Урала и Приуралья в пермский период. Пучков В. Н., Тимонин Н. И. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

В начале перми в центральной части района существовало Печорское палеоподнятия, расположенное на территории современных разнородных структур: Печоро-Кожвинского вала Русской платформы, Средне-Печорского поперечного поднятия Предуральского краевого прогиба и Тиманского поперечного поднятия Западно-Уральской складчатой зоны. Пермские палеоструктуры наследовали какие-то древние направления в фундаменте. В течение пермского периода существовали три палеоструктуры: Палеоурал (в пределах современного Зауралья), Предуральский краевой прогиб и Русская платформа. Границы этих трех структурных элементов первого порядка прослежены по изменениям границ формаций. Окончательно мегантиклинорий Севера Урала и восточное складчатое ограничение краевого прогиба сформировались только к концу триаса.

Библиогр. назв. 8.

УДК 550.838 : 551.24

О выделении тектонических зон по данным магнито-теллурического зондирования в пределах Урала. Краснобаева А. Г. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970

Результаты проведенных исследований по магнито-теллурическому зондированию (МТЗ) в пределах складчатого Урала и в прилегающих районах Зауралья показали, что эллиптическая поляризация электрического поля, свойственная Зауралью, меняется на линейную в пределах Урала. Нарушается взаимная перпендикулярность горизонтальных составляющих векторов электромагнитного поля. Эти факторы характерны для среды, в которой проводились наблюдения, как неоднородную. Эта зона совпадает с глубинным разломом, выделенным по данным глубинного сейсмического зондирования.

Иллюстраций 3. Библиогр. назв. 3.

УДК 552.32(571.12)

Гранитоиды бассейна рек Манья, Щекурья, Хартес. Литовченко Н. И., Травников А. А. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

Показано, что гранитоиды в бассейне рек Манья, Щекурья, Большая Поля и Хартес на восточном склоне Приполярного Урала принадлежат к магматическим и метасоматическим разностям. Ранее считалось, что последние развиваются исключительно по аркозовым песчаникам, и в связи с этим они стратифицировались в виде хобейнской и сарахапнерской свит кембрия и нижнего ордовика. Установлено, что метасоматические гранитоиды с абсолютным возрастом 300 млн. лет развиваются по метаморфическим породам различного возраста и состава. Положение таких пород в стратиграфической колонке может быть различным.

Иллюстраций 6.

УДК 550.42 : 552.32

Распределение концентраций ниобия и тантала в коагматических интрузивных и эффузивных породах кислого ряда. Калинин Г. П. «Вопросы геологии и магматизма Урала», Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

Изучено распределение ниобия и тантала в коагматических гранитоидах доордовикского возраста и вмещающих их кварцевых порфирах маньинской свиты в южной части Печорского Урала. Средние содержания в гранитах Ni_2O_5 — 0,0040; Ta_2O_5 — 0,00035; в кварцевых порфирах Nb_2O_5 — 0,0150, Ta_2O_5 — 0,00073 вес.%. В гранитах большая часть ниобия и тантала находится в биотите, а в кварцевых порфирах — в рассеянном состоянии. Коэффициенты вариации содержаний ниобия и тантала в гранитах больше, чем в кварцевых порфирах. Все эти различия связываются с различными физико-химическими условиями кристаллизации гранитов и порфиров.

Таблиц 5. Библиогр. назв. 7.

УДК 552.32 : 551.73(470.54)

О структурной совмещенности разновозрастных габброидов и гранитов в гетерогенных интрузивах. Рапопорт М. С. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

Массивы гранитоидов пестрого состава в Шиловско-Коневском районе на Среднем Урале сложены верхнеудловско-нижнедевонскими габброидами и позднепалеозойскими гранитоидами. Преобладают гранитоиды повышенной основности и щелочности и ассимиляционного происхождения. Совмещенность в пределах одних и тех же массивов разновозрастных и генетически не связанных друг с другом габброидов и гранитов обусловлена структурным фактором.

Таблиц 1. Иллюстраций 2. Библиогр. назв. 5.

УДК 552.323(470.55)

Вулкано-плутонические комплексы Магнитогорского мегасинклинория. Салихов Д. Н., Серавкин И. Б. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

Изучены вулкано-плутонические комплексы Баймакского и Учалинского районов в Магнитогорском мегасинклинории. В баймак-бурибаевской свите (предположительно силур) излившиеся породы снизу вверх по разрезу меняют состав от базальтов и андезитов до андезитов, дацитов и альбитофиров. Субвулканические тела диабазов и дацитовых порфиритов локализируются в пределах вулкано-купольных построек и синхронны излившимся фациям. Собственно интрузивные члены представлены небольшими телами плагиигранитов и кварцевых диоритов, количество которых в нижних горизонтах свит, не вскрытых эрозией, повышается. Формирование их шло синхронно с накоплением вулкани-

ческих пород. Вулканотипные интрузии кварцевых альбитофиров, именуемые субинтрузивными, локализируются в форме сложных лакколитов и неправильных тел, прорывающих местами нижние горизонты ирендыкской свиты.

В среднедевонском комплексе Учалинского района в субвулканической фации преобладают кислые породы, а в интрузивной — габбро-диабазы и габбро. Как и в Баймакском комплексе, магматизм завершается интрузиями вулканотипных кварцевых альбитофиров, прорывающих сланцы мукасовского горизонта и, следовательно, оторванных по времени от накопления эффузивно-пирокластических толщ карамалыташской и улутауской свит.

Библиогр. назв. 4.

УДК 552.313(470.52)

Об игнимбритовидных породах Сибайского месторождения. Бобохов А. С., Родичева З. И. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

Игнимбритовидные породы Сибайского месторождения обладают ясно выраженным обломочным строением и полосчатой структурой. Они имеют в основном кислый состав и в приконтактных частях залежи содержат обломки вмещающих пород. Первичная кластическая текстура часто стирается процессами перекристаллизации с образованием сферолитов, гранофировых и гранобластических структур, крупных порфиробласт кварца и альбита. Породы тесно связаны с интрузивными кварцевыми альбитофирами и постепенно переходят в них. Игнимбритовидные породы интерпретируются как туфоловы, постепенно переходящие в эксплозивные брекчии. Переходы между обломками и цементирующей массой являются не следствием спекания стекловатых частиц, а результатом медленной ракристаллизации их на некоторой глубине.

Иллюстраций 1. Библиогр. назв. 14.

УДК 552.313.8(470.55)

Пепловые кристаллотуфы из района колчеданного месторождения «Молодежное» на Южном Урале. Мельникова Г. Б. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

Отложения пепловых кристаллотуфов выявлены среди эффузивных и пирокластических пород живетского возраста. Представляют интерес как явление редкое и как источник информации о среднедевонском вулканизме. Для отложений характерны туфовые структуры, резкое преобладание обломков плагиоклаза, отсутствие хорошо выраженной слоистости и остатков фауны, наличие комплекса элементов, свойственного вулканитам, с которыми ассоциируют кристаллотуфы.

Иллюстраций 3. Библиогр. назв. 3.

УДК 552.323(470.54)

Некоторые особенности вулканогенных формаций в южной части Алапаевско-Теченского мегасинклинория. Белгородский Е. А., Бабкин В. В. «Вопросы геологии магматизма Урала». Урал фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

Вулканическая деятельность в районе начинается с образования толщи (450—500 м) кварцевых порфиров и их туфов, имеющих субэвральное происхождение (ордовик-нижний девон-низы среднего девона?). Базальтоидный магматизм начинается с формирования 800—900-метровой толщи микропорфиров и подушечных лав базальтового состава, которая с размывом перекрывается К—Na-порфириновой формацией одновременно, а частью позднее которой происходит формирование натровой силурийской порфириновой формации.

Среднедевонско-нижнетурнейский этап характеризуется мощным базальтоидным вулканизмом, который начинается с натровых диабаз-альбитофировых серий, а заканчивается калиево-натриевыми. Верхнетурнейско-наюрский этап характеризуется накоплением грубой пирокластике основного и смешанного состава мощностью 1100—1400 м. Верхнепалеозойский вулканизм отличается от предыдущих этапов отсутствием излившихся фаций и широким развитием кварцевых и плагиоклазовых порфиров липаритового состава, образующих силловые залежи.

УДК 551.733+551.734.

Петрографический состав силурийских девонских конгломератов западного крыла Магнитогорского мегасинклинория (на примере Бурibaевского рудного района). Захарова А. А. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

Установлено два выдержанных горизонта конгломератов: силурийский и девонский. В силурийских конгломератах обнаружена галька различных по составу эффузивов, метаморфизованных в условиях актинолитовой ступени зеленосланцевой фации. Из интрузивных пород встречены серпентиниты и продукты их метасоматической переработки — тальковые, тальково-карбонатные и другие породы с вкрапленностью сульфидов, разнообразные габброиды. В девонских конгломератах, залегающих на фаунистически охарактеризованной улутауской свите, преобладают эффузивные и субвулканические породы нижележащих свит — улутауской, керамалыташской, ирендкской и баймак-бурибаевской. Здесь же встречены обломки околорудных пород колчеданных месторождений: серицитокварцевые, хлорит-эпидотовые и др. Из приведенных данных следует, что размыту подвергались породы, претерпевшие зеленокаменный метаморфизм. Верхний предел колчеданных месторождений в Бурибаевском районе ограничен средним девоном.

Иллюстраций 4. Библиогр. назв. 3.

УДК 549.613.3+549.623.65.

Дистен-хлоритондные породы бассейна р. Кожим (Приполярный Урал). Тимонина Р. Г. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

Впервые на Полярном Урале описана необычная ассоциация дистена с хлоритондом, образовавшаяся в результате метасоматических процессов, возможно, связанных с гранитным массивом Кузь-Пуа-Ю. Образование хлоритоида началось до интенсивных тектонических подвижек и продолжалось во время деформации и после нее. Замещение дистена хлоритондом рассматривается как проявление диафореза.

Иллюстраций 4. Библиогр. назв. 4.

УДК 549.623.25

Роговые обманки из кварцевых жил Уфалейского метаморфического комплекса. Белковский А. И., Локтина И. Н. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

Изученная роговая обманка по химическому составу и оптическим свойствам приближается к чермакиту, обогащенному актинолитовой молекулой. В результате кварцевого метасоматоза роговая обманка подвергается перекристаллизации с образованием мономинеральных агрегатов, химический состав которых не отличается от состава породообразующей роговой обманки.

Таблиц 2. Библиогр. назв. 5.

УДК 549.268.16

Химический состав и физические свойства гранатов из метаморфических пород юго-восточной части Уфалейского антиклинория (Средний Урал). Мельников Е. П. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

Изучен химический состав и физические свойства 33 проб гранатов из сланцев, амфиболитов, гнейсов и мигматитов верхнепротерозойской уфалейской и ордовикской свит. Гранаты имеют различный химический состав, соответствующий условиям метаморфизма в эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фациях. Наличие этих фаций подтверждается и на основании изучения распределения магния и железа между сосуществующими гранатами и биотитами. Восточная часть куртинской свиты метаморфизована в условиях эпидот-амфиболитовой и низкотемпературной субфации амфиболитовой фации, западная и центральная часть свиты — в условиях амфиболитовой фации. Усиление степени метаморфизма с запада на восток наблюдается и в уфалейской свите: восточная ее часть метаморфизована в условиях амфиболитовой фации, а западная — в условиях гранулитовой.

Таблиц 5. Иллюстраций 2. Библиогр. назв. 13.

УДК 552.16(470.56)

Типы регионального метаморфизма и их связь с историей тектоно-магматического развития района среднего и верхнего течения р. Джусы на Южном Урале. Болтыров В. Б. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

Выделены два типа регионального метаморфизма, проявившихся на различных стадиях развития Уральской палеозойской эвгеосинклинали. Региональный

зеленокаменный метаморфизм развивается в симатической зоне и проявляется на ранней геосинклинальной стадии в период прогибания геосинклинали, накопления вулканогенных толщ и ранних конседиментационных тектонических движений. Прогрессивный региональный метаморфизм имел место в орогенную стадию развития эвгеосинклинали и сопровождается процессами гранитизации и магматического замещения.

Библиогр. назв. 8.

УДК 549.514.81 : 535.82

Микроморфологический анализ кристаллов циркона. Краснобаев А. А. Сплошнова Н. С. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

Произведены первые оптические и электронно-микроскопические исследования микроморфологии кристаллов циркона, имеющие как естественные, так и возникшие в результате искусственного растворения в щелочных и кислых растворах поверхности граней. Фигуры травления наблюдались на основных гранях кристаллов — (111), (110) и (100). Несмотря на многообразие форм микрорельефа, наблюдается некоторое подобие в фигурах искусственно растворенных и естественных кристаллов. Приуроченность фигур травления к определенным направлениям может быть обусловлена наличием пластических деформаций.

Изучение микрорельефа кристаллов циркона способствует познанию процессов образования и изменения вмещающих их горных пород.

Иллюстраций 5. Библиогр. назв. 4.

УДК 549.514.81

О термолюминесценции и флюоресценции цирконов из древних конгломератов. Холоднов В. В., Коптяев А. Ф. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

В древних рудоносных конгломератах, к которым приурочены гематит-цирковые россыпи, выделены три типа цирконов, отличающихся по термолюминесценции, флюоресценции, физическим свойствам и химическому составу. Отмечается зависимость интенсивности термолюминесценции от содержания в цирконах элементов-гасителей: NiO_2 , TR_2O_3 , U, Th. С увеличением их содержания термолюминесценция резко падает.

Таблиц 2. Иллюстраций 2. Библиогр. назв. 4.

УДК 549.731.13

Магнитная стабильность магномагнетитов. Минибаяев Р. А. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

Приводятся результаты исследования магнитных свойств и минералогического изучения природных магномагнетитов. Установлено, что увеличение содержания магния в магномагнетитах, обусловленное замещением ионов железа в кристаллической решетке, не оказывает существенного влияния на их магнитную стабильность, хотя ведет к резкому уменьшению точки Кюри. Магнитная стабильность, а также и остаточная намагниченность насыщения, в основном определяются структурными особенностями зерен магномагнетитов.

Таблица 1. Иллюстраций 5. Библиогр. назв. 6.

УДК 552.11 : 53

Автоматизация петрохимических пересчетов с применением электронно-вычислительных машин. Холоднов Л. А., Фурман Х. М. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

Приведены программа и алгоритм петрохимических пересчетов результатов химического анализа горных пород по нормативно-молекулярному методу П. Ниггли. Составленная программа позволяет за один час машинного времени производить пересчет 120 проб. Такую же производительность ЭВМ «Урал-1» имеет при пересчете анализов одновременно по методам А. Н. Заварицкого, Т. Барта и «чисел» П. Ниггли, программы пересчета по которым также составлены авторами. Общая стоимость одного машинного пересчета по всем четырем методам равна 25 коп., что в десятки раз ниже, чем при использовании обычных средств пересчета.

Таблиц 2. Библиогр. назв. 3.

УДК 553.46+553.2.

Об устойчивости состава хромитовых руд. Базилевский А. Т. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

При изучении распределения кремнезема в хромитовых рудах и вмещающих породах месторождений Кемпирсайской группы выявлена устойчивость состава хромитовых руд. Пересчетом средних содержаний кремнезема на серпентин и на равнообъемный с ним оливин устанавливается, что для одного из месторождений характерна тенденция к образованию руды с содержанием около 17 вес.% серпентина (21% оливина), а для другого — около 15 вес.% (19% оливина). Наличие устойчивости состава хромитовых руд свидетельствует о том, что она заложена в самом процессе рудообразования. В связи с этим можно сузить круг генетических вопросов. В частности, при разработке метасоматической модели генезиса хромитовых месторождений следует отвергнуть вариант «чистой» хромитизации и изучить возможности метасоматического образования всего оливин-хромитового рудного агрегата. Гипотезе гистеромагматического образования хромитовых руд факт устойчивости их состава не противоречит.

Таблиц 1. Библиогр. назв. 7.

УДК 553.32

Новые данные о марганцевоносности Тагило-Кушвинского рудного района. Шадрин И. Е. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

Марганцевое оруденение, представленное браунитом, гаусманитом, родохрозитом, манганокальцитом, а в зоне окисления — пиролюзитом, вернадитом и псиломеланом, приурочено к вулканогенно-осадочным отложениям одного стратиграфического горизонта — к базальт-трахитовой формации верхнесилурийско-нижнедевонского возраста. Распространено оно на значительной площади. Общая протяженность зон оруденения на разных участках составляет 5—8 км. Руды характеризуются высоким качеством и пригодны для ферро-марганцевого производства. В зависимости от состава руд содержание марганца колеблется в пределах 8—58%.

Полученные при поисках данные позволяют высоко оценивать перспективность района для выявления новых месторождений богатых марганцевых руд на Урале.

Таблиц 1. Библиогр. назв. 7.

УДК 553.311

Геологическое обоснование поисков новых глубокозалегающих скарново-магнетитовых залежей в Тагило-Кушвинском железорудном районе. Пуркин А. А., Сорокин Ю. П., «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

На основании анализа особенностей строения вулканогенно-осадочного разреза и структурно-геологических факторов контроля оруденения выделено семь перспективных площадей, в пределах которых по аналогии с известными месторождениями ожидается выявить новые рудные тела богатых магнетитовых руд. Вероятная глубина залегания рудных зон 400—1600 м. Прогнозные запасы значительные.

УДК 553.435+553.2

Новые данные о рудоносности северной части Верхнеуральского колчеданного района. Петров Г. В. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

Работами последних лет установлено, что наиболее перспективными для рудоотложения являются продуктивные зоны вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, ограниченные региональными долгоживущими разломами, являющимися одновременно границами структурно-фациальных зон. Внутри этих зон наиболее перспективны участки с предполагаемым развитием вулканокупольных структур и вулканических построек центрального типа с резкой фациальной изменчивостью пород. Рудовмещающими в пределах зон являются преимущественно толщи кислых пород, а среди них — пласты легкопроницаемых обломочных образований. Рудные тела пространственно связаны с телами дацитовых порфиритов.

Таблиц 1. Иллюстраций 1.

УДК 553.435+553.291

Геологическое строение и особенности колчеданного оруденения в Маканском рудном поле. Анисимов И. С., Гордица В. Н. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

Рассматриваются характерные особенности колчеданного оруденения в пределах рудного поля. Положительные структуры, с которыми пространственно связывается оруденение, относятся к остаткам вулканических построек центрального типа.

В локализации оруденения большую роль играет разрывная тектоника и литология вмещающих пород. Все месторождения и большинство рудопроявлений приурочены к породам андезитовой толщи. Приводятся характерные особенности и данные о последовательности формирования и возрастном положении магматических тел, с которыми связано оруденение.

Таблиц 3. Иллюстраций 2.

УДК 553.435+553.291.

Особенности геологического строения и генезис Айдырлинского колчеданного месторождения. Божко Г. В. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

В пространственном размещении колчеданного оруденения определяющая роль принадлежит структурным факторам и в первую очередь разрывной тектонике. Наиболее важной является система зон разрывов — расщепления северо-западного простирания, контролирующая размещение интрузивных тел и проявлений колчеданной минерализации. Руды отлагались на пересечении рудо-подводящей зоны разлома с тектонически ослабленным контактом гранодиорит-дацитовой интрузии. Рудоотложение сопровождается характерным околорудным изменением вмещающих пород. Отмечаются более поздние явления метаморфизма и перекристаллизации колчеданных руд с проявлением прожилково-полосчатых текстур.

Иллюстраций 3. Библиогр. назв. 4.

УДК 553.435 + 553.24

Принципы прогнозной оценки колчеданных рудопроявлений по данным составления карты метаморфизма на примере Вишневого участка. Кац Ш. Н. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

Рассмотрены минеральные фации зоны выноса (выщелачивания) вещества и зоны осаднения (базификации) выносимых компонентов в пределах участков околорудных изменений. Колчеданное оруденение связывается с серицито-кварцевой и серицито-хлорито-кварцевой фациями околорудного метасоматоза. Для накопления промышленных концентраций руд необходима соответствующая тектоническая обстановка и наличие экранирующих пород.

Таблиц 2. Библиогр. назв. 4.

УДК 553.439+553.2.

Салаватское месторождение прожилково-вкрапленных медных руд. Магадаев Б. Д., Тимергазина А. К. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

Месторождение, связанное с кварц-альбитовыми метасоматитами, развитыми в зоне контакта диоритовой интрузии вблизи даек плагиогранит-порфиоров, по своему структурному положению и вещественному составу пород рудной зоны отличается от типичной медноколчеданной рудной формации. Характерная зональность гидротермального изменения и геохимические особенности оруденения позволяют отнести его к типу среднетемпературных гидротермальных месторождений средних глубин.

Иллюстраций 1.

УДК 553.447 + 553.21/24

Таш-Ярское полиметаллическое оруденение и некоторые особенности его генезиса. Яшинин С. Б. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

По вещественному составу руд Таш-Ярское рудопроявление отличается от медноколчеданных месторождений и месторождений полиметаллической и золотополиметаллической формаций. Главный рудный минерал — пирит, в порядке убывания относительных количеств присутствуют сфалерит, халькопи-

рит, галенит, магнетит, ильменит, рутил, из второстепенных — пирротин, халькозин и др. Оруденение приурочено к рассланцованным, метаморфизованным альбитофирам среднедевонского возраста. Рассматривается генезис рудопроявления, в котором определяющая роль отводится процессам регенерации при формировании рудной зоны.

Библиогр. назв. 5.

УДК 553.446 + 553.465.

Тантал в корах выветривания гранитных пегматитов. Аринштейн М. Б., Поташко К. А. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

В одном из районов устанавливается определенная закономерность в размещении различных типов пегматитов: биотит-микроклиновые пегматиты залегают в эндоконтакте гранитной интрузии и в его экзоконтакте, но на расстоянии не более 0,2—0,3 км от контакта. С удалением от гранитов поля с развитием биотит-микроклиновых пегматитов сменяются мусковит-микроклин-альбитовыми, а последние — мусковит-альбитовыми пегматитовыми полями. Два последних типа пегматитов имеют наибольший интерес в отношении танталового оруденения, которое представлено колумбитом, циртолитом, танталитом и другими минералами. Над пегматитами развита колумбитсодержащая кора выветривания, имеющая большую мощность. Отмечаются определенные закономерности концентрации редких минералов в коре выветривания.

Библиогр. назв. 2.

УДК 553.49 + 553.22

О реликтовых структурах метаморфизованных осадочных пород в рудных метасоматитах одного из участков западного склона Южного Урала. Червяковский С. Г. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

Участок развития рудных метасоматитов приурочен к области распространения пород бакальской свиты, моноклинально падающих на юго-восток. В северо-восточной части участка породы бакальской свиты вмещают тело эруптивных брекчий основного состава.

Присутствие в геологическом разрезе участка эруптивных брекчий и в значительной степени метаморфизованных осадочных пород обломочного облика послужило основанием отдельным исследователям считать, что метасоматиты и связанные с ними оруденения локализованы в вулканической жерловине и замещению подверглись туфы и дайки основного состава. Другие полагают, что метасоматическому замещению подверглись порфириды основного состава и их туфы, переслаивающиеся с филлитовидными углисто-глинистыми сланцами.

Фактический материал показывает, что метасоматическому замещению подверглись, в основном, породы бакальской свиты, реликты которых повсеместно распространены в метасоматитах. Обломочные текстуры, часто наблюдаемые в метасоматитах, ранее считавшиеся возникшими в результате замещения вулканических туфов, представляют собой катаклазиты по метасоматитам и замещенные тектонические брекчий, возникшие в ряде мест по зонам дробления.

Иллюстраций 6.

УДК 553.411.2 + 553.22

Особенности формирования метасоматических и кварцевых тел на Быньговском золоторудном месторождении. Берзон Р. О. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

Кварцевые золотоносные жилы месторождения залегают среди кварцево-карбонатных зон, постепенные переходы которых в вулканогенно-кластические породы дают основание предполагать, что их образование связано с метасоматическим изменением порфиритов и их туфов.

В ходе этого изменения выделялось большое количество свободного кремнезема, который явился источником кварца в рудных жилах. Приводятся количественные подсчеты привноса-выноса вещества с учетом пористости пород.

Таблиц 3. Иллюстраций 3. Библиогр. назв. 2.

УДК 552.321.6 + 552.16 + 553.543.

Серпентинизация как послемагматическое выщелачивание. Булькин Л. Д. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

Экспериментальные данные в системе $MgO-SiO_2-H_2O$ и геолого-петрологические исследования не согласуются с принятым в настоящее время делением серпентинизации на автометаморфическую и аллометаморфическую фазы.

Размещение тех или иных разновидностей серпентинитов в ультраосновных массивах Урала подчиняется законам метасоматической зональности и может быть представлено следующей схемой: талькит \rightarrow антигоритовый серпентинит \rightarrow хризотилитовый серпентинит, местами асбестоносный \rightarrow ультраосновная порода.

По мере перехода от талькитов к ультраосновной породе происходит падение отношений кремнезема к магнезию и окисного железа к закисному. Согласно Д. С. Коржинскому, последнее объясняется обратной зависимостью активности кислорода от кислотности послемагматических растворов при сохранении в них постоянного уровня восстановительного потенциала.

На основе изложенного серпентинизация рассматривается как послемагматическое выщелачивание.

Библиогр. назв. 11.

УДК 552.321.6 + 552.16 + 553.543 + 553.676

Особенности геологического строения и вещественный состав гипербазитов южной части Восточно-Тагильского массива в связи с изучением его асбестоносности. Золотов К. К., Шмагина М. Я., Бахтиярова З. В. и Медведева Т. Н. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

Массив сложен преимущественно дунитами и энстатитовыми дунитами. Гарцбургиты, считавшиеся ранее господствующими, слагают незначительную его часть, пироксениты резко подчинены и распространены в эндоконтактах массива. Переходы между дунитами и гарцбургитами ступенчатые, для ряда контактов устанавливаются такситовые текстуры. Взаимоотношения главных породообразующих минералов и другие геологические факты позволяют считать пироксенитизацию дунитов вторичной, происходящей в позднемагматическую стадию.

Ультраосновные породы серпентинизированы. Отмечается автометаморфическая лизардитизация и антигоритизация и аллометаморфическая лизардитизация, хризотилитизация и антигоритизация. Промышленные месторождения хризотил-асбеста связываются со второй — аллометаморфической фазой серпентинизации. Щелочно-амфиболовая минерализация и возникновение месторождений режикит-асбеста происходит в заключительные стадии метаморфизма гипербазитов, когда преобладают процессы карбонатизации и оталькования.

Таблиц 1. Иллюстраций 3. Библиогр. назв. 3.

УДК 552.321.6 + 553.676 + 553.543.

К вопросу о зональности Баженовского асбестоносного поля. Мардиросьян А. Н. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

В результате детальных работ выяснено, что наряду с зональным расположением типов асбестоносности существует закономерное распределение главных породообразующих серпентинитовых минералов — антигорита, лизардита, хризотила. Обусловлено это наложением аллометаморфической стадии серпентинизации ультрабазитов на автометаморфическую. В направлении от разломов к перидотитовым блокам устанавливаются три основные зоны: 1) перикристаллизованные антигоритовые серпентиниты, 2) лизардитовые серпентиниты, 3) в разной степени хризотилизированные породы. Наиболее благоприятной для локализации промышленных залежей асбеста является последняя зона — хризотилитизации. Этот фактор может служить одним из поисковых признаков для обнаружения новых участков асбестоносности.

Иллюстраций 5. Библиогр. назв. 7.

УДК 552.321.6 + 553.676 + 553.543

К вопросу о происхождении «обратной» зональности месторождений хризотил-асбеста. Судиловский Г. Н. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

На примере Баженовского месторождения рассматривается генезис зональности асбестовых месторождений. В первую — автометаморфическую фазу проис-

ходит частичная lizardитизация перидотитов по всей их массе, распределение которой подчиняется нормальному закону Гаусса. Во вторую — автометаморфическую фазу развивается lizardитизация второй генерации, антигоритизация, хризотилизация и связанная с ней хризотил-асбестизация. Вторичная антигоритизация, пространственно и генетически связанная с образованием тальково-карбонатных пород и внедрением жильных тел, является наложенной по отношению к ранее сформировавшейся зональности серпентинизации и асбестизации.

Таблиц 1. Иллюстраций 1. Библиогр. назв. 14.

УДК 550.8 : 528.94.

Роль тектонических нарушений в формировании гелиевых аномалий в подземных водах Зауралья. Башорин В. Н. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

Выходы газов, приуроченные к разрывным нарушениям, создают приповерхностные газовые аномалии. При помощи наземной газовой или водно-газовой геохимической съемки эти аномалии легко фиксируются, что позволяет успешно трассировать дизъюнктивные нарушения в породах фундамента, даже если он перекрыт мощным чехлом покровных отложений.

Иллюстраций 1. Библиогр. назв. 3.

УДК 553.435 + 553.2

О закономерностях локализации медноколчеданного оруденения Валенторского месторождения. Каретин Ю. С. «Вопросы геологии и магматизма Урала». Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1970.

Месторождение приурочено к западному краю Валенторско-Симской кольцевой вулcano-тектонической депрессии в спилито-альбитофировых эффузивных накоплениях ландоверийского возраста. Установлено широкое развитие субвулканических тел дацитовых и кислых афиритов и их определяющая роль в локализации оруденения. Пластовые тела колчеданов и прожилково-вкрапленных руд приурочены к пологопадающим контактам согласных залежей гидротермально измененных субвулканитов. Там, где последние в разрезе отсутствуют, отсутствует и оруденение, а эффузивы сохраняют свежий облик. Сопоставление структурной обстановки, масштабов и зональности гидротермальных изменений и оруденения дает основание считать, что оруденение наложено на более ранние гидротермальные изменения, связанные с заключительными стадиями формирования тел субвулканитов. Предполагается довенлокский возраст оруденения.

Цена 1 р. 81 к.

70

ЕДИНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА		РЕГИОНАЛЬН. СХЕМА
ОТДЕЛ	ЯРУС	ГОРИЗОНТ
СРЕДНИЙ	БАШКИРСКО-МОСКОВСКИЙ	
ИЙ	НАМЮР	
	ИЙ	НИЖНЕ-ГУБАХИНСКИЙ
ИЙ	ИЙ	ЛАДЕЙНИНСКИЙ
	ИЙ	ГУБАШКИНСКИЙ
ИЙ	ИЙ	УСТЬ-ИЛИМСКИЙ
	ИЙ	СРЕДНИЙ
ИЙ	ИЙ	ЗАПАДНО-УРАЛЬСКИЙ
	ИЙ	КОСЬВИНСКИЙ
ИЙ	ИЙ	ТУРНЕЙСКИЙ
	ИЙ	КИЗЕЛОВСКИЙ

К СТАТЬЕ Г. И. ЧАЙКО, А. В. ЯРКОВОЙ
«О ТИПАХ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА...»

стр 40

ЧЕКИНСКИЙ
ТИП РАЗРЕЗА

Стратиграфические колонки каменноугольных отложений.

1 — известняки; 2 — кремнеземные известняки; 3 — известняковые конгломераты; 4 — мраморы; 5 — алевролиты; 6 — углистые алевролиты и песчаники; 7 — кварцевые песчаники; 8 — аркозовые песчаники; 9 — полимиктовые песчаники; 10 — аркозовые конгломераты; 11 — полимиктовые конгломераты; 12 — туфопесчаники; 13 — туфоконгломераты; 14 — туффиты; 15 — порфиры трахилипаритового состава, кварцевые порфиры; 16 — порфиры липаритового, трахилипаритового и липарит-дацитового состава; 17 — плагиоклазовые порфиры андезитового состава; 18 — микропорфиры основного состава; 19 — плагиоклазовые порфиры основного состава; 20 — пироксен-плагиоклазовые порфиры основного состава; 21 — микродиабазы; 22 — диабазы и диабазовые порфиры; 23 — оливиновые диабазы и диабазовые порфиры; 24 — оливиновые палеобазальты; 25 — кластолавы. Туфы: 26 — агломератовые; 27 — лапиллевые; 28 — крупнообломочные и пепловые; 29 — ксенотуфы.

АРКАИМСКИЙ
ТИП РАЗРЕЗА

КИПЧАКСКИЙ
ТИП РАЗРЕЗА

УТЯГАНСКИЙ
ТИП РАЗРЕЗА

КОНДУРОВСКИЙ
ТИП РАЗРЕЗА

