МАТЕРИАЛЫ ПО МИНЕРАЛОГИИ, ПЕТРОГРАФИИ И ПОЛЕЗНЫМ ИСКОПАЕМЫМ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И КРАСНОЯРСКОГО КРАЯ

Томск — 1976

ТРУДЫ ТОМСКОГО ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА им. В. В. КУЙБЫШЕВА

Том 239 1

МАТЕРИАЛЫ ПО МИНЕРАЛОГИИ, ПЕТРОГРАФИИ И ПОЛЕЗНЫМ ИСКОПАЕМЫМ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И КРАСНОЯРСКОГО КРАЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО ТОМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
Томск — 1976

В сборнике содержатся новые данные по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. Сборник рассчитан на геологов широкого профиля, занимающихся проблемами петрогенезиса и генезиса месторождений.

Специальность 04.127.

РЕДАКЦИОННО-ИЗДАТЕЛЬСКИЙ СОВЕТ

Проф. А. П. Бычков (председатель), проф. М. П. Кортусов (зам. председателя), доц. Э. С. Воробейчиков (зам. председателя), доц. А. И. Зубков (ученый секретарь), Л. Г. Мордовина (директор издательства), доц. М. А. Кривов, проф. А. Д. Колмаков, доц. М. П. Евсеев, проф. В. А. Пегель, проф. Б. Г. Иоганзен, доц. Н. Н. Киселев, проф. Г. А. Катаев, проф. И. М. Разгон, проф. А. И. Родыгин, проф. А. К. Сухотин, проф. А. Б. Сапожников, проф. В. В. Серебренников, доц. В. Е. Томилов, проф. А. Ф. Терпугов, проф. В. П. Фадин, проф. В. Н. Щеглов, секретарь парткома университета проф. В. Д. Филимонов.

Редактор — М. П. Кортусов

2-9-3

© ИЗДАТЕЛЬСТВО ТОМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА, 1976 г.

ТРУДЫ ТОМСКОГО ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА им. В. В. КУЙБЫШЕВА

Том 239 1976

МЕТАСОМАТИЧЕСКОЕ ЖЕЛЕЗООРУДЕНЕНИЕ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ И ЕГО СВЯЗЬ С НАТРОВЫМИ МЕТАСОМАТИТАМИ

Ю. В. ИНДУКАЕВ

В контактово-метасоматических месторождениях Fe Алтае-Саянской области широким распространением пользуются дорудные «осветленные» породы. С зонами развития таких пород тесно ассоциируют скарновые и рудные тела, благодаря чему участки их распространения используются при поисках и разведке месторождений Fe. Тесная пространственная связь интрузивных и «осветленных» пород, скарнов, магнетитовых руд и других метасоматитов свидетельствует о их комагматичности. Установлено, что дорудные «осветленные» породы сформировались в процессе проявления раннепостмагматического щелочного метасоматоза, который предшествовал проявлению скарнирования, образованию руд и апоскарнов. Проявление щелочного метасоматоза связано с деятельностью высокотемпературных постмагматических растворов, содержащих сильные основания и способных осуществить калиевый, натровый метасоматоз, скарнирование и оруденение. Небольшое распространение и даже отсутствие термальных роговиков в данных месторождениях Fe и широкое образование щелочных метасоматитов объясняется проявлением тектонических процессов вскоре после внедрения магмы, остывание которой сопровождалось поступлением большого количества остаточных растворов, обусловивших метасоматоз ранней щелочной стадии, протекавшей одновременно с прогревом вмещающих пород. Отдельные вопросы этого процесса были освещены в работах ряда ученых [1, 9, 10, 11, 12, 13, 15, 20, 21, 23, 24, 25, 28, 29, 32].

Тесная связь щелочных метасоматитов с контактовыми зонами интрузивов, фронтальное их развитие, единообразие проявления позволяют считать их производными кристаллизующейся коры интрузивов. Они возникают тогда, когда флюидная фаза в условиях охлаждения краевых частей, как менее плотная, поднимается кверху и реагирует с породами эндоконтакта. Предполагается, что температурные пределы наиболее вероятных реакций щелочного метасоматоза 500—700° [32]. Реакции щелочного метасоматоза тесно связывают между собой процессы магматического замещения щелочными «сквозьмагматическими» растворами и процессы постмагматического замещения в более поздние этапы единого контактово-метасоматического процесса. Эти процессы как бы переходят друг в друга при эволюции фильтрующейся колонны сквозьмагматических растворов. Известно, что кислотность постмагматических растворов обусловливается активностью подвижных кислот (HCl, HF, CO_2; H_2S; H_2SO_4) [3]. При кристаллизации магмы происходит резкое повышение концентрации этих компонентов в остаточных

флюидах [22]. Однако при высоких P и T раствор находится в надкритическом состоянии, а растворенные компоненты образуют в нем ацидокомплексы [2; 3; 22 а; 32; 33]. В связи с тем, что в этих надкритических условиях существóвания воды кислоты связаны в комплексы, а сильные основания диссоциированы, постмагматический раствор ранней стадии характеризуется повышенной активностью K или Na и низкой активностью кислот. Следствием этого является проявление стадий щелочного метасоматоза. В образовании щелочных метасоматитов, скарнов и руд особая роль принадлежит долгоживущим разломам глубокого заложения [1, 10, 26, 29, 30]. Глубинные разломы сквозного длительного развития формируются в течение продолжительного периода при преобладающих вертикальных перемещениях и пульсирующих сжимающих и растягивающих усилиях. Вследствие этого в таких зонах разлома неоднократно создаются благоприятные условия для возникновения магм и выноса разнообразных элементов из глубин [1, 10, 29, 30]. К этим разломам тяготеют гранитоидные и габброидные интрузии с щелочным направлением дифференциации, метаморфические и метасоматические породы различного состава, в том числе и щелочные, магнетитовые и сульфидные руды. Рудоносные интрузии характеризуются рядом общих особенностей. Прежде всего они являются производными базальтовой магмы, имеют чаще всего линейную форму и испытывают интенсивный метасоматоз, выражающийся в развитии щелочных полевых шпатов [1]. Образование этих интрузивных пород происходило на глубине не более 2000 м. Для основных разновидностей пород характерны высокие значения параметров „*b*", „*n*", „*f*", а также повышенное отношение Fe_2O_3: FeO. Кислые породы резко обособляются по химическому составу от основных и обладают повышенной щелочностью при существенно натровом или, в отдельных случаях, калиевом составе щелочей. Выделяются 4 формационных типа рудоносных интрузивных комплексов [1, 10, 25]: 1) габбро-диорит-диабазовый; 2) габбро-монцонит-сиенитовый; 3) габбро-диорит-гранодиоритовый; 4) гранитоидных батолитов «пестрого состава». Типичным для многих железорудных районов является пространственная и генетическая связь магматитового оруденения со сложным, многофазным основным магматизмом локальных внутригеосинклинальных прогибов. Так, в Анзасском районе рудоносным является прогиб [19, 20], заложившийся в начальный этап развития геосинклинали и сопряженный с региональным разломом глубинного заложения. В восточном Саяне, в Казыр-Кизирском районе отмечаются прогибы, заложенные в начале формирования геоантиклинального поднятия и сопряженные с второстепенными по масштабам разломами, образованными после накопления существенно осадочных, в том числе карбонатных толщ. Причем природа тектонически ослабленных зон влияет на специфику рудоносных интрузий и послемагматического минералообразования. В том же Анзасском районе в зоне глубинного разлома, где на протяжении всего доорогенного этапа накапливались существенно силикатные толщи, в формировании парагенетических оруденению габброидных интрузий превалировали процессы дифференциации, чем и было обусловлено заметное накопление в остаточных расплавах и растворах Na. Пониженная карбонатность среды способствовала широкому проявлению натрового метасоматоза.

Многие месторождения, связанные с интрузиями первых трех типов, приурочены к зонам региональных долгоживущих глубинных разломов, а четвертого — концентрируются на контакте интрузивов с породами кровли или ксенолитами внутри этих интрузивов. Пространственные отношения месторождений и предрудных интрузий очень сложны. Одни

месторождения залегают в зоне контакта интрузивов с вмещающими породами (Шерегеш, Ампалык, Ирба и др.), вторые — на некотором удалении от контакта, или внутри интрузива (Казская группа, Рудный Каскад и др.) и обычно связанные с ксенолитами пород кровли, или среди вмещающих пород (известняков или эффузивов — Качуринское, Абаканское, Белорецкое и т. д.), третьи — в тектонических зонах внутри материнских интрузивов (Анзасское, Хайлеолское и др.). Указанные группы месторождений отличаются друг от друга условиями формирования руд и околорудных метасоматитов. Так, в частности, в соответствии с геохимическими особенностями доскарновые и дорудные «осветленные» породы подразделяются на [1, 10, 13, 29, 30]: 1) щелочные метасоматиты натрового ряда (альбититы, скаполититы); 2) щелочные метасоматиты калиевого ряда (фельдшпатолиты); 3) щелочноземельные метасоматиты кальциевого магниевого ряда.

В зависимости от состава метаморфогенных пород в глубинных частях геоструктурных областей, а также и от характера рудоносных магматических комплексов и крупных региональных структур (разломов) развиваются различные формы щелочного метасоматоза. Так, проявление натрового метасоматоза связано с внедрением габброидных интрузий с щелочным уклоном дифференциации в зонах глубинных региональных разломов. Причем этому предшествовали интенсивные тектонические подвижки, вызвавшие образование мощных, трещинных зон как внутри интрузивов, так и за их пределами. В свою очередь, проявление калиевого метасоматоза стоит в тесной связи с интрузиями с калиевым уклоном дифференциации более поздних продуктов. В связи с этим в месторождениях Fe контактово-метасоматического типа Алтае-Саянской области щелочной метасоматоз в одних — представлен натровым (Казская, Кондомская, Лавреновская и другие группы, Хайлеол, Инское, Ампалык, Анзас, Таят и др.), в других — калиевым (Ташелгино-Мазасская группа, Ирба, Темир-Тау и др.) метасоматозами. В свою очередь первый — в одних месторождениях проявляется в виде альбитизации, а в других — как в форме альбитизации, так и скаполитизации. В месторождениях северо-западной части Восточного Саяна широким распространением пользуется дорудный щелочноземельный метасоматоз (Табрат и др.).

Альбитизация проявляется в образовании обогащенных альбитом пород и накладывается на все породы месторождений как на интрузивные, так и на вмещающие их эффузивные, карбонатные, глинистые сланцы и другие. В результате проявления альбитизации формируются разнообразные метасоматиты: альбититы (нередко интрузивного облика), серо-зеленые тонкозернистые, полосчатые альбититы [10, 24], образованные за счет карбонатных пород, различные цоизит-альбитовые, клиноцоизит-альбитовые и другие.

Метасоматический плагиоклаз является главным минералом метасоматитов натрового ряда. Состав его меняется от альбита до лабрадора № 50—60. Кислые разности этого минерала резко преобладают. Более основные разности плагиоклаза, как правило, являются реликтовыми. Обычно более кислые разности этого минерала развиваются по основным и средним плагиоклазам в определенной последовательности, образуя при этом различные формы замещения.

Реликты основного плагиоклаза, оставшиеся от замещения его альбитом, часто сохраняют полисинтетические двойники, что и дает возможность примерно судить о составе первичного минерала.

В ходе процесса альбитизации зерна основного плагиоклаза освобождаются от вторичных продуктов изменения и от различных приме-

сей. В результате альбитизации плагиоклаз просветляется, становится водяно-прозрачным и в его зернах наблюдается четкая двойниковая структура. Интенсивность очистки и просветление плагиоклаза зависит от глубины процесса альбитизации.

В связи с изменением вещественного состава плагиоклазов в ходе альбитизации идет постепенное изменение оптической ориентировки. Направление полисинтетического двойникования в альбитизированном участке основного плагиоклаза часто изменяется на почти перпендикулярное по отношению к участкам основного плагиоклаза, не затронутого альбитизацией.

Как правило, альбитизация всегда контролируется определенными микроструктурными элементами, среди которых главная роль принадлежит трещинам катаклаза, трещинкам спайности, плоскостям двойникования и другим. Развитие альбитизации вокруг альбитовых жилок, секущих лабрадоровые зерна, отчетливо наблюдается на многих зернах и является весьма частым закономерным явлением для многих метасоматически преобразованных пород. В одних случаях альбит развивается в сторону от жилки в виде тонкозернистого агрегата, а в других — в виде выклинивающихся веретенообразных языков. Распространение альбитизации вдоль жилок и по трещинам особенно поучительно для понимания происхождения альбитизации, но это только одна и далеко не главная форма этого процесса.

Очевидно, что все приведенные факты можно объяснить только с точки зрения диффузионного замещения или сохранения старого алюмосиликатного каркаса полевых шпатов, или с некоторого переустройства его (катионный обмен).

Метасоматический плагиоклаз наблюдается в виде сплошных масс, состоящих из мелких — сотые, реже десятые доли мм изометричных, реже лейстовидных зерен. Более крупные зерна обычно имеют облачное строение и образуются из мелких зерен. Наименьшими размерами зерен обладают плагиоклазы в начальные стадии метасоматоза в эффузивных, карбонатных и интрузивных породах. Подобные явления характерны для карбонатных и эффузивных пород Ирбы, Инского и др. В ходе дальнейшей раскристаллизации структура альбититов может быть призматической.

Альбитизация плагиоклаза, как правило, сопровождается полным разложением первичных темноцветных минералов и частичным или полным выносом Mg, Ca, Fe и других элементов, в результате чего происходит осветление и перекристаллизация габбро-диабазов, габбро и других интрузивных пород, вплоть до образования лейкократовых метасоматических альбититов, что хорошо наблюдается во многих скважинах, канавах и шурфах месторождений. Как правило, альбитизация основных интрузивных пород идет с привносом значительного количества Na, Si и OH и выносом Ca, Mg, Fe, Ti, P и Al. Привнесенные Na и Si производят альбитизацию основного плагиоклаза, а вынесенные из вмещающих пород Ca, Fe, P, Al и др. поступают в раствор. Обычно, наряду с альбитом, образуются клиноцоизит, цоизит и эпидот, а за счет пироксенов формируются роговые обманки и актинолит.

Таким образом, можно сказать, что альбитизация сопровождается значительными химическими превращениями, вызванными, главным образом, привносом растворами больших объемов Na и выносом Ca. Альбитизация габбро (Анзас, Хайлеол и др.) как алюмосиликатных пород, бедных SiO_2, протекала при привносе Si. Последний, во-первых, заимствуется из сланцев (глинистых и кремнистых), эффузивов и других при их альбитизации и, во-вторых, в ограниченных объемах привносится

эндогенными растворами. Остальные компоненты, составляющие альбитсодержащие метасоматиты, заимствуются из замещаемых пород. При альбитизации габбро и натровых сиенитов происходит частичное увеличение в растворах K, что вызывает формирование биотита, реже флогопита, и образование альбито-эпидото-биотитовых пород. Обогащение в связи с альбитизацией растворов Ca, Fe, Al и обусловливает появление пород, обогащенных эпидотом, цоизитом, клиноцоизитом и амфиболом, а также вызывает дорудную кальцитизацию. Метасоматиты, возникшие при дорудной альбитизации, образуют единый ряд, на одном конце которого оказываются существенно натровые (альбитовые) породы, а на другом — кальциевые, магнезиально-железистые и калиевые. При альбитизации устанавливается следующий ряд подвижности компонентов: CO_2; H_2O; K_2O; Na_2O; CaO; Fe; MgO; SiO_2; TiO_2; Al_2O_3 (Анзас, Хайлеол, Изых-Гол и др.). Положение CaO в этом ряду непостоянно. Так, при альбитизации габбро он более инертен, чем Fe, а в случае известняков — более подвижен. При альбитизации габбро TiO_2 более подвижен, чем SiO_2.

При значительном петрографическом и минералогическом разнообразии дорудных осветленных пород месторождений Fe Алтае-Саянской области общее количество главных минералов и их парагенетических ассоциаций ограничено. Так, в частности, для стадии альбитизации характерен следующий парагенезис: альбит+актинолит, альбит+тремолит, альбит+гастингсит, альбит+роговая обманка+эпидот, альбит+клиноцоизит, альбит+кальцит+тремолит, альбит+актинолит+кварц, альбит+парагасит и др.

В целом альбитизация чаще всего приводит к уменьшению числа сосуществующих минералов, с тенденцией к мономинеральному замещению в зонах наиболее интенсивного метасоматоза. При изотермическом замещении на каждом фронте замещения один из минералов подвергается полному замещению. При наличии температурного градиента становится возможным постепенное замещение. Однако и здесь в зонах более интенсивного просачивания растворов осуществляется мономинеральное замещение.

Таким образом, анализируя обширный фактический материал, связанный с явлениями щелочного метасоматоза, выясняется, что главным элементом, осажденным из воздействующих растворов в твердую фазу, является Na. Последнее убедительно свидетельствует о существенно натриевом составе катионной части замещающих растворов. Детальный анализ парагенезисов минералов, связанных с щелочным метасоматозом, а также изучение состава газово-жидких включений в минералах дают основание считать, что растворы, производившие этот метасоматоз, во всех случаях характеризовались присутствием, наряду с Na, значительных количеств кислотного минерализатора — такого, как Cl, участие которого и определяет, по-видимому, столь значительную активность Na-содержащих растворов. Химический анализ показывает, что Cl содержится во всех породах, связанных своим происхождением с щелочным метасоматозом. Так, содержание Cl в различных породах, образованных в процессе щелочного метасоматоза, колеблется от 0,23 до 0,46%. В том числе и в тех породах, которые под микроскопом не содержат видимых хлорсодержащих минералов. Мономинеральные альбититы содержат до 0,89% Cl (Хайлеол, Анзас и др.) [1, 10, 23, 24]. Видимо, основную часть этих содержаний следует отнести за счет газово-жидких включений, которые приурочены к зернам альбита. В целом можно сказать, что содержание хлора в рудах и в различных породах колеблется от 0,17 до 2,11%.

В месторождениях, где наряду с натровым проявился натрово-хлорный метасоматоз, после альбитизации имел место небольшой перерыв в минералообразовании. Происходило незначительное дробление пород, которое отделило скаполитизацию от ранней альбитизации. Скаполитизация охватывает как неизмененные различные породы так и альбитизированные разности последних, имея несколько меньшие по сравнению с альбитизацией масштабы. В результате этого процесса все породы месторождений изменены вплоть до образования мономинеральных скаполитовых и скаполит-амфиболовых метасоматитов, которые слагают крупные зоны. Для данной стадии характерны парагенезисы: скаполит+гастингсит, скаполит+дашкесанит, иногда с магнетитом.

Скаполиты месторождений чаще всего представляют собой натриевые хлорсодержащие алюмосиликаты с ничтожным содержанием или отсутствием SO_3 и CO_2. Состав, например, скаполитов Хайлеола колеблется: Ма от 53,6 до 76,8%, а Ме от 45,4 до 23,2%. Содержание Cl колеблется от 2,32 до 3,12% [1, 10]. Скаполиты Анзасского месторождения [23, 24] содержат от 1,79 до 2,07% Cl. При скаполитизации интрузивных пород в раствор переходит часть K, который вызывает или биотитизацию (Анзас и др.), или флогопитизацию (Хайлеол и др.) амфиболов. Содержание Cl в флогопите колеблется от 0,08 до 0,17%, в биотите — 0,14—0,80%. В результате этого образуются обычные скаполит-амфибол-биотитовые (Анзас и др.) и скаполит-амфибол-флогопитовые (Хайлеол) метасоматиты. С процессом скаполитизации связано образование щелочных амфиболов, которые представлены гастингситами, дашкесанитами и глаукофаном. Содержание хлора в гастингситах [10]: Хайлеол—от 0,49 до 0,76%; Ампалык—от 0,71 до 1,52%; в дашкесанитах: Хайлеол — от 1,91 до 2,27%; Анзас — от 0,31 до 2,39%; Табрат — от 0,92 до 1,51%; Мульгинское —1,27—1,55%.

Чаще всего при скаполитизации устанавливается следующий ряд относительной подвижности компонентов: H_2; CO_2; K_2O; Na_2O; CaO; MgO; Fe; SiO_2; TiO_2; Al_2O_3 (положение в этом ряду CaO и Fe непостоянно). Сравнение результатов химических анализов и минералогического состава исходных и измененных пород указывает на привнос щелочей (главным образом Na), кремнезема и ряда летучих (Cl; H_2O; CO_2 и др.). В свою очередь из эффузивных и интрузивных пород (чаще всего габброидов) в растворы поступали Fe; Ti; Al; Mg; Mn; Ca и др. Это позволяет считать интрузивные породы основного состава и эффузивы источником рудного Fe, которое вошло в состав рудных тел и формирование которых связано с щелочным метасоматозом.

При скаполитизации габбро, габбро-диабазов происходит изменение плагиоклазов, амфиболизация пироксена и разложение титаномагнетита на сфен и магнетит. При этом часто наблюдается перераспределение компонентов, приводящее к такситовому строению пород и обогащению отдельных участков магнетитом. С этим процессом связано формирование особого типа руд на некоторых месторождениях Алтае-Саянской области. Так на Таятском месторождении скаполит-магнетитовые руды составляют главную часть промышленных руд, на других месторождениях они имеют чисто минералого-генетическое значение. Во всех случаях эти более ранние типы руд тесно связаны со скаполитовыми и скаполит-амфиболовыми метасоматитами и сформировались во вторую стадию щелочного метасоматоза. По своему внешнему виду, отчасти минералогическому составу и текстурно-структурным особенностям эти руды напоминают «оспенные руды» г. Благодать [4, 6] и скаполит-магнетитовые бедные руды казахстанских месторождений [21].

Скаполитизация чаще всего развивается фронтально путем проявления натриево-хлорного метасоматоза и охватывает значительно большие объемы пород, чем процесс скарнирования или оруденения.

Равновесие обменной реакции между скаполитом и плагиоклазом определяется соответствующим уравнением, связывающим активности компонентов и константу равновесия [5]. Равновесие скаполит-плагиоклаз зависит от температуры и давления, от активности Ca, Na, Cl и углекислоты. При этом главное значение приобретают активность углекислоты (глубинность), активность щелочей и Cl в растворах. В гипабисальных условиях, при которых формируются большинство скарновых месторождений, вследствие давления углекислоты скаполит оказывается более кислым, чем сосуществующий с ним плагиоклаз. Он чаще всего соответствует мариалит-дипиру. Равновесие скаполит — плагиоклаз зависит от активности или химических потенциалов Na, Cl, T. Увеличение щелочности растворов вызывает повышение активности Na и приводит к уменьшению основности скаполита, находящегося в равновесии с данным плагиоклазом. Уменьшению основности скаполита будет способствовать и увеличение активности Cl. Эта зависимость равновесия скаполит — плагиоклаз усложняется влиянием активности других летучих (SO_3; HF, H_2O; HCO_3) и CaO.

Учитывая все сказанное, можно предполагать, что при просачивании растворов, содержащих Na и Cl сквозь интрузивные, эффузивные и другие породы, состоящие из основных и средних плагиоклазов, темноцветных и акцессорных минералов, будет происходить ионообмен Ca на Na и развиваться процесс альбитизации основных плагиоклазов, амфиболизация, а также разложение пироксенов. Вследствие кислотно-основного взаимодействия растворов с более основными (богатыми CaO и MgO) породами при инфильтрации происходит повышение коэффициентов активности всех оснований и, главным образом, Na. Последний не только вытесняет Ca из плагиоклазов, но и способствует вытеснению элементов семейства Fe из темноцветных и акцессорных минералов с переводом их в раствор, обогащенный Cl и Na. В этих условиях, по-видимому, возможно образование хлорацидокомплексов. Справедливость такого предположения может быть подтверждена рядом экспериментальных данных [7, 8, 27, 31, 34]. Так В. Г. Сильниченко [27] показала, что при взаимодействии хлорсодержащих растворов с лавами при pH больше 3, Fe переходит в раствор именно в виде комплексного соединения с хлоридом. В то же время из работ Н. И. Хитарова [31] и Н. Ю. Икорниковой [8] и других следует, что растворы хлористого натрия, нейтральные при обычных температурах, с повышением температуры становятся более кислыми и весьма интенсивно растворяют силикатные породы. Из-за выщелачивания такими растворами больших количеств Fe из стенок автоклава Н. Ю. Икорниковой пришлось даже употреблять специальные коррозийно-устойчивые вкладыши. Весьма агрессивные растворы хлоридов Na выщелачивали Fe, связывали его затем в относительно устойчивые в этих условиях хлорацидокомплексы, которые способны осуществить перенос Fe и отложить его в виде магнетита в ходе скаполитизации пород. Показательно, что и для Ti описаны устойчивые галогенокомплексы. Общая их формула $[Ti\ x_6]^{2-}$, где x = = Cl, F или Br. Возможно, их привлечение может объяснить подвижность Ti в ходе щелочного метасоматоза. Среди известных на сегодня комплексов хлоридные в природных процессах занимают особое место. Ионы Cl довольно легко вытесняют молекулы воды из гидратных оболочек аквакатионов, образуя хлоридные комплексы и ионы различного заряда — от катионов типа $[MCl(H_2O)^{n-1}]^+$ до анионов типа $[MCl_m]^{-z}$.

Подобное не противоречит данным физикохимии, так как образование рассматриваемых комплексов должно интенсифицироваться при высоких температурах [34].

А. А. Беус и Б. П. Соболев [2] и другие отмечали особую роль галоидных ацидокомплексов в газовом переносе металлов при высоких температурах и давлениях. Л. Н. Овчинниковым и Д. С. Шляпниковым [22а] была доказана экспериментальным путем возможность существования соединений типа $Na_2[Fe^{2+}Cl_4]$ и $Na[Fe^{3+}Cl_4]$.

Низкое содержание Fe и в альбитовых и скаполитовых метасоматитах, по сравнению с первоначальными породами, особенно габброидами, дает основание считать, что по крайней мере отчасти источником Fe в рудах являлись вмещающие породы. Действительно, подсчеты показывают, что количества железа, извлеченного при преобразовании габброидов и эффузивов и не отложенного в стадию альбитизации, вполне могло бы хватить для формирования крупного магнетитового месторождения.

Подобное перераспределение характерно не только для Fe, а отмечается и для других элементов (Ti, Mn, Au и т. д.). То есть щелочной метасоматоз можно рассматривать как один из возможных механизмов мобилизации рассеянных элементов породы и переотложения их в виде рудных концентратов.

Таким образом, можно отметить, что в формировании месторождений исключительное значение имели щелочи, Cl и F. Щелочные растворы, поступающие в зону разлома из глубоких горизонтов земли или отделяющиеся от базальтовой магмы при ассимиляции его карбонатных пород, вызывают альбитизацию основных плагиоклазов и разложение фемических и акцессорных минералов исходных пород. Освобождающиеся при этом слабые основания, в том числе и Fe, вначале накапливаются в порах пород, а затем поступают в линейные трещинные зоны эндо- и реже экзоконтакта, где входят в состав скарновых минералов, образующихся чаще всего при инфильтрационном метасоматозе в последующую стадию общего контактово-метасоматического процесса. В некоторых месторождениях щелочные метасоматиты отделены от более поздних этапов и стадий внутриминерализационными дайками [1, 10].

Поскольку любой процесс изменения вмещающих пород, как правило, не достигает термодинамического равновесия, отсюда вытекает и стадийность и зональность изменения исходных пород. Это характерно и для щелочного метасоматоза. Зональность отмечается как в пределах рудных зон, так и отдельных участков в вертикальной и горизонтальных плоскостях.

Зональность в вертикальной плоскости в условиях Анзасского месторождения выглядит следующим образом. На более глубоких горизонтах размещаются скаполитовые метасоматиты, с которыми ассоциируют обогащенные титаном более ранние руды. На более меньших глубинах формируются альбитсодержащие метасоматиты. В апикальных частях Анзасского массива преобладают сорудная амфиболизация, а на уровне дайково-жильной фации — сорудная апатитизация. Главная масса промышленных руд располагается на уровне альбитизации. На Таятском месторождении, где руды локализуются среди существенно алюмосиликатных пород, превалируют процессы скаполитизации. На Табратском месторождении, где руды занимают наиболее высокие горизонты, превалирует амфиболизация (дашкесанитизация) [20].

Очень часто метасоматиты, образованные в процессе альбитизации, слагают сплошные ореолы в экзо- и эндоконтактовой области интрузивов (месторождения Горной Шории) [32]. В ряде случаев они обнаруживают ясно выраженную зависимость форм ореолов от зон глубинных

разломов (Хайлеол; вост. склон Кузнецкого Алатау, Анзас, Зап. Саян).

В общем виде зональность сплошных ореолов щелочного метасоматоза может быть представлена таким образом: в контактовой зоне интрузива обычно наблюдается сплошная оторочка альбитовых или калиевых метасоматитов, за которой следует область прожилково-вкрапленной (пятнистой или блочной) полевошпатовой минерализации. Морфология блочных метасоматитов различна и зависит от текстуры замещаемых пород. За зоной блочного метасоматоза следует область рассеянной слабой альбитизации. Однако отмеченное зональное строение не на всех месторождениях отчетливо выражено. Во многих случаях оно осложнено более поздними метасоматическими процессами и по отдельным фрагментам восстанавливается с трудом. Возникновение зональности щелочных метасоматитов связано с наличием в ореоле интрузии градиента температур и неоднородной проницаемости пород. При этом физическая неоднородность (теплоемкость, проницаемость и др.) является ведущим фактором.

Более раннее развитие альбитизации по сравнению со скаполитизацией может быть объяснено исходя из данных Б. П. Соболева (1960). Изучая поведение комплексных соединений типа F и хлорметаллов в составе «летучих», он пришел к выводу, что в высокотемпературную стадию деятельности рудообразующих надкритических растворов активность кислотных компонентов (F и Cl), связанных в комплекс, достаточно низка. Это и приводит (по мысли Б. П. Соболева) к тому, что на ранних, высокотемпературных стадиях послемагматического изменения интрузивных пород преимущественно развивается калиевый и натриевый (а не скаполитовый) метасоматоз. В то же время наличие Cl в растворах значительно интенсифицировало альбитизацию. Это подтверждается опытами И. П. Иванова [7] по альбитизации слюдяных сланцев в гидротермальных условиях.

Альбитизация и скаполитизация чаще всего связываются с более основными породами с щелочным уклоном дифференциации более поздних продуктов. Учитывая это, можно сказать, что общий специфический характер последовательности развития магматических и постмагматических процессов указывает на один из возможных вариантов эволюции основной магмы. Реальные пути эволюции основной магмы, в каждом конкретном случае, по-видимому, могут быть случайной функцией от многих переменных. Вот почему в одних случаях мы наблюдаем только альбитизацию, а в других случаях — натриевый и натрово-хлористый метасоматоз (альбитизацию, скаполитизацию).

ЛИТЕРАТУРА

1. Баженов И. К., Индукаев Ю. В., Тюлюпо Б. М., Чистяков В. К. Геохимические особенности и закономерности локализации некоторых контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской области. Сб. «Итоги исследований по геологии и географии за 50 лет (1917—1967)». Томск, 1968.

2. Беус А. А., Соболев Б. П. О галоидном переносе элементов в эндогенном процессе Сб. «Экспериментальные исследования в области глубинных процессов». М., 1962.

3. Говоров И. Н. Зависимость послемагматического минералообразования от особенностей кристаллизации гранитной магмы, агрегатного состояния растворов и специфического взаимодействия ионов. В сб. «Физико-химические условия магматизма и метасоматоза». «Наука», 1964.

4. Дервиз В. М. Месторождение магнитного железняка горы Благодать. Тр. Петрогр. ин-та АН СССР, вып. 12, 1938.

5. Жариков В. А. Зависимость сосуществующих составов скаполита и плагиоклаза от глубинности. Докл. АН СССР, т. 170, № 4, 1966.

6. Заварицкий А. Н. Гора Магнитная и ее месторождения железных руд. Избранные труды, т. III. Изд-во АН СССР, М., 1961.

7. Иванов И. П. О природе «альбитизирующих» растворов. Сб. «Эксперим. исследов. в области глубинных процессов (по матер. симпозиума от 29/XI—1/XII 1960)». М., 1962.

8. Икорникова Н. Ю. Кристаллизация магнетита и образование углеводородов в системе $CaCO_3$—NaCl—H_2O—Fe при высоких температурах и давлениях. ДАН СССР, т. 130, № 3, 1960.

9. Индукаев Ю. В. Минералогия скаполит-амфиболовых метасоматитов центральной части рудной зоны Хайлеолского железорудного месторождения. Труды ТГУ, т. 164. Томск, 1963.

10. Индукаев Ю. В. Некоторые закономерности образования контактово- метасоматических месторождений железа (на примере отдельных регионов Алтае-Саянской области). Труды Томского университета, т. 201, сер. геол. Изд-во Томск. ун-та, Томск, 1972.

11. Калинин Д. В. Химические процессы образования Таятского железорудного месторождения (Восточный Саян). Геохимия, № 7, 1961.

12. Князев Г. Б. Дашкесанит и процесс дашкесанитизации на Табратском железорудном месторождении (В. Саян). Труды ТГУ, том 186, 1966.

13. Князев Г. Б. Осветленные эпидотовые породы Табратского магнетитового месторождения. В сб. «Тезисы докладов конференции молодых ученых и специалистов г. Томска». Изд-во Томск. ун-та, Томск, 1968.

14. Когарко Л. Н., Рябчиков И. Д. Содержание галоидных соединений в газовой фазе в зависимости от химизма магматического расплава. Геохимия, № 12, 1961.

15. Корель В. Г. О натровом метасоматозе в железорудных месторождениях Кондомской группы. Тр. научн. конф. СМИ, вып. 1, 1957.

16. Коржинский Д. С. Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательность реакций при послемагматических процессах. Геохимия, № 7, 1956.

17. Коржинский Д. С. Режим кислотности послемагматических растворов. Изв. АН СССР, серия геол. № 12, 1957.

18. Крутов Г. А. О роли галоидного процесса в образовании контактово-метасоматических месторождений. Вестн. Московск. ун-та, № 6, 1960.

19. Курцерайте Ш. Д. Внутренняя структура раннекаледонского прогиба северной части Западного Саяна и особенности его магматизма. В кн. «Тектоника Сибири». т. II. Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1964.

20. Курцерайте Ш. Д. О размещении каледонского магнетитового оруденения области сочленения Западного и Восточного Саянов. В сб. «Геология и геохимия полезных ископаемых Красн. края». Красноярск. изд-во, Красноярск, 1964.

21. Магнетитовые руды Кустанайской области. Изд-во АН СССР, М., 1958.

22. Николаев В. А. К вопросу о генезисе растворов в этапах глубинного магматического процесса. В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, М., 1953.

22 а. Овчинников Л. Н. Шляпников Д. С. Перенос металлов в виде комплексных соединений. Матер. VII совещ. по эксперим. и технич. минерал. и петрограф. Львов, 1964.

23. Павлов Д. И. Хлор, натрий и железо в постмагматических растворах габбровой интрузии Анзасского магнетитового месторождения. В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. I, Прага, 1964.

24. Павлов Д. И. Анзасское магнетитовое месторождение и участие хлора в его формировании. Изд-во «Наука», М., 1969.

25. Поляков Г. В. Палеозойский магматизм и железооруденение юга Средней Сибири. Изд-во «Наука», М., 1971.

26. Поспелов Г. Л. Железорудные месторождения Алтае-Саянской области. Т. I, кн. 1 и 2. Изд-во АН СССР, 1958.

27. Сильниченко В. Г. Изменение химического состава гидротермальных растворов при взаимодействии с лавами. Тр. лаборат. вулканологии АН СССР, вып. 119, 1961.

28. Сумин Н. Г. О натровом метасоматозе в скарновых железорудных месторождениях. В кн. «Вопр. минерал. и петрогр.», т. I, М., 1953.

29. Тюлюпо Б. М. Развитие метасоматического процесса в некоторых месторождениях железа Кузнецкого Алатау. Труды Томского ун-та, т. 132, 1954.

30. Тюлюпо Б. М. Особенности геологического развития Ташелгино-Майзасской рудной зоны. Сб. «Проблемы геологии и металлогении Сибири». Изд-во Томского ун-та, Томск, 1969.

31. Хитаров Н. И. Хлориды натрия и кальция как возможный источник возникновения кислых сред в глубинных условиях. Докл. АН СССР, т. 95, № 3, 1954.

32. Шарапов В. Н. О форме проявления и условиях образования щелочных метасоматитов в некоторых железорудных месторождениях Алтае-Саяна. В сб. «Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири». «Наука», М., 1967.

33. Шарапов В. Н., Дударев А. Н. Основные типы зональности метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саяна и некоторые вопросы их происхождения. Сб. «Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири», «Наука», М., 1967.

34. Шляпников Д. С. О хлоридном комплексообразовании металлов в жидкой и газовой фазах. В сб. «Экспериментальные исследования процессов минералообразования». «Наука», М., 1970.

35. Щербина В. В. Кислотность магматического расплава в свете теории безводородных кислот. Сб. «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород». М., изд-во АН СССР, 1963.

ТРУДЫ ТОМСКОГО ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА им. В. В. КУЙБЫШЕВА

Том 239 1976

БАЛАНС ВЕЩЕСТВА ПРИ ОБРАЗОВАНИИ МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ИЗВЕСТКОВЫХ СКАРНАХ

Б. М. ТЮЛЮПО

В последнее время все более популярной становится гипотеза о вторичной мобилизации металлов из вмещающих пород при образовании рудных месторождений. Утверждается, что перераспределение элементов вмещающих пород с образованием рудных концентраций может происходить в процессе ультраметаморфизма или при движении гидротермальных растворов от места своего рождения. Наиболее полно эти представления отражены в работах В. С. Домарева (1954, 1967 и др), Н. Г. Судовикова (1955, 1965 и др.), Я. Н. Белевцева (1959, 1966 и др.), В. А. Буряка (1970), А. В. Королева (1931, 1959), Сулливана (Sullivan, 1949) и других геологов.

Многие исследователи, не отрицая возможности поступления металлов из глубин, допускают возможность участия в составе руд элементов, вынесенных из вмещающих пород при метасоматическом изменении последних, причем для некоторых металлов, в частности для железа, этот источник считается главным (Лебедев, 1934; Овчинников, 1960; Овчинников и др., 1964; Чайковский, Степанов, 1963; Казарян и др.; 1964; Соколов, Павлов, 1964; Ахмедов, 1965; Мерцалов, 1965; Дымкин, 1966; Поляков, 1967; Корель, 1966 и др.).

Единственным доказательством гипотезы вторичной мобилизации является часто наблюдаемое осветление расположенных в пределах рудного поля меланократовых пород, сопровождающееся выносом ряда элементов, в том числе и железа. Иногда для обоснования этой гипотезы рассматриваются эксперименты по выщелачиванию элементов из горных пород растворами различного состава.

Анализируя вопрос об источниках вещества при эндогенном рудообразовании, В. И. Смирнов (1969) и Ф. К. Шипулин пришли к выводу, что наиболее существенным источником элементов эндогенных руд являются магматические расплавы, «явления мобилизации рудного вещества в их чистом виде среди других рудообразующих процессов занимают довольно скромное место» (Шипулин, 1969, стр. 60). Наблюдения, проведенные на некоторых метасоматических магнетитовых месторождениях Кузнецкого Алатау, полностью подтверждают этот вывод.

Возражения против гипотезы массовой мобилизации металлов из вмещающих силикатных пород в результате гранитизации, движения растворов и метасоматоза сводятся к следующему:

1. Движение трансмагматических и постмагматических растворов происходит по вертикали, снизу вверх, поэтому области заимствования

элементов и их осаждения не могут находиться на одном и том же гипсометрическом уровне. В действительности, осветленные породы и магнетитовые руды обычно расположены рядом, а при наличии слепых рудных тел осветление наблюдается и над ними. Разбуривание многих рудных полей Алтае-Саянской области показывает, что интенсивность осветления с глубиной уменьшается.

2. Главная масса постмагматических месторождений имеет герцинский, мезозойский и альпийский возраст (Смирнов, 1959, 1963; Быховер, 1963), в то время как процессы регионального метаморфизма, сопровождающиеся мигматизацией и гранитизацией, наиболее интенсивно проявились в докембрии. Признаки метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций в одновозрастных с оруденением свитах обычно отсутствуют.

3. Гипотеза вторичной мобилизации металлов не объясняет явлений концентрической зональности месторождений, стадийности минералообразования, разнообразия генетических типов месторождений, закономерную приуроченность металлов к определенным магматическим формациям, наличие геохимической корреляции между оруденением и рудоносными интрузиями и ряд других фактов.

4. Постмагматические месторождения возникают как в начальные, так и в конечные этапы развития подвижных поясов, когда геосинклинальный режим сменяется платформенным, а метасоматические преобразования очень слабо выражены. Известны также многочисленные гидротермальные месторождения, приуроченные к консолидированным платформам. Образование их невозможно объяснить с позиций метаморфогенной мобилизации вещества. Кроме того, в начальные этапы развития подвижных поясов формируются преимущественно месторождения металлов семейства железа, в средние этапы — месторождения редких элементов, а в поздние и конечные — месторождения цветных металлов. Такая эволюция в металлогеническом развитии подвижных поясов может быть связана только с процессами, протекающими на больших глубинах.

5. Несмотря на громадное количество выносимых при мигматизации и гранитизации компонентов (Ca, Fe, Mg, Al, Ti, Mn), сингенетичной соразмерной минерализации в вышележащих сохранившихся толщах нигде не обнаружено. Вместе с тем во всех районах развития мигматитов и инъекционных гнейсов наблюдаются амфиболиты и другие метаморфические породы с повышенным содержанием силикатов, фиксирующих вынесенные элементы (Fe — амфиболы, пироксены, гранаты и др., Al — дистен, силлиманит, андалузит и др.; Ti — рутил, Mn — родонит, бустамит, марганцовистые гранаты, пироксены, эпидоты, Mg — форстерит, пироксены и др.). В железорудных месторождениях, связанных с известковыми скарнами, кроме осветленных пород, большой объем занимают и неучитываемые при расчетах метасоматические меланократовые породы, сложенные амфиболами, пироксенами, гранатами, эпидотом и другими силикатами, в которых содержание железа, марганца, титана и других компонентов, вынесенных из осветленных пород, намного больше, чем в первичных неизмененных породах.

6. Перенос тяжелых металлов осуществляется при наличии летучих компонентов, особенно хлора и фтора, количество которых во вмещающих породах обычно весьма незначительно. Бедность большей части осадочных и эффузивных пород активными летучими исключает миграцию металлов на большие расстояния. По утверждению Ю. П. Ивенсона (1966, 20), «изучение особенностей тектонических структур различного масштаба в толщах докембрия и характера чередования пород в разре-

зах типичных гнейсовых толщ позволяет сделать вывод, что при самых интенсивных проявлениях метаморфизма, вплоть до гранитизации, массовой миграции вещества или существенного изменения объема толщи не происходит».

7. При образовании месторождений железа, связанных с известковыми скарнами, маловероятно выделение окисных соединений при метасоматическом преобразовании фемических минералов. В. В. Щербина (1963) установил, что реакции типа $Fe_{сил.} \rightarrow Fe_{руд.}$ зависят от количественных соотношений других компонентов данной физико-химической системы и от T и P, при которых происходила кристаллизация данной породы или руды. Образованию магнетита за счет освободившегося из силикатов железа препятствуют повышенная щелочность (образуются щелочно-железистые роговые обманки, железистые слюды) и взаимодействие с одновременно освобождающимися основаниями и кремнеземом с образованием минералов скарнов (геденбергита, гранатов, амфиболов, эпидота и др.). Это происходит потому, что в процессе преобразования фемических минералов в растворе одновременно с катионами Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mn^{2+}, Ti^{4+}, Ca^{2+}, Mg^{2+} будут находиться анионные комплексы типа $[SiO_4]^{2-}$, $[Si_{3-n}O_8]^{(1+n)-}$ и другие.

8. Экспериментальные исследования показывают, что при гидротермальной обработке железистых пород наименее устойчивым оказывается кварц, затем основной плагиоклаз и только потом начинают разлагаться железосодержащие силикаты (Хитаров, 1962). В экспериментах при температуре 250—600° и давлении 300—700 *кг/см²* в проточной системе с водой из биотита в течение 5 часов выносится всего 0,09% железа от содержания в исходной пробе, намного меньше, чем Na, K, Al, и Si (Овчинников, Масалович, 1966). Даже растворы с NaCl, Na_2CO_3 и NaOH в проточной установке выщелачивают из роговой обманки преимущественно SiO_2 и Al_2O_3, а K, Ca и Fe переходят в конденсат очень медленно. Остаток обогащается «мафическими» компонентами (Сендеров, 1962).

Обособление железа от петрогенных элементов в расплавах и растворах возможно при значительной концентрации кальция и наличии летучих компонентов. В этом случае происходит вытеснение более сильным основанием (CaO) более слабого (FeO) с образованием подвижных комплексных соединений железа. В процессе альбитизации и микроклинизации фемических пород, содержащих основные плагиоклазы, происходит вытеснение калием и натрием кальция, который может становиться на место железа в первичных темноцветах. При наличии летучих и избытке щелочей железо мигрирует на некоторое расстояние и в исключительных случаях (наличие карбонатных пород, резкое уменьшение давления и температуры, наличие кислорода и т. п.) может фиксироваться в виде магнетита. Однако этому препятствует насыщенность поровых растворов в этап щелочного метасоматоза кремневыми и алюмокремневыми анионами и основаниями.

Значительная миграция компонентов вмещающих пород происходит в процессе гидротермальной поствулканической деятельности, но проводить аналогию между процессами, идущими в приповерхностных условиях и на глубине, ни в коем случае нельзя. Во-первых, в подвергающихся воздействию вулканических газов и вод пеплах и туфах значительная часть (более 40%) тяжелых металлов находится в сорбированном состоянии (Глущенко, 1965). Во-вторых, термальные воды выщелачивающие железо и алюминий, имеют очень кислую реакцию и содержат большое количество HCl и H_2SO_4, тогда как на глубине постмагматические растворы в раннюю щелочную стадию, когда происходит осветле-

ние пород, имеют слабощелочную реакцию, вместо ионов $[SO_4]^{2-}$ присутствует H_2S, а хлор связан в комплексах или с основаниями. В-третьих, в результате воздействия кислых термальных вод на эффузивы и туфы образуются монокремнистые опалито-кварциты, опало-алунитовые породы. В этих условиях наименее подвижным оказывается кремнезем, а алюминий вместе с железом выщелачиваются в весьма значительных количествах.

Нельзя полностью отрицать возможность заимствования вещества вмещающих пород постмагматическими растворами. Эти растворы охотно обогащаются петрогенными элементами и летучими (Соколов, Павлов, 1964). Так, например, при образовании лиственитов из известняков заимствуется CO_2 (Тюлюпо, 1964), при образовании известковых скарнов в гранитоидах — Ca, Mg (Абдуллаев, 1930). Под воздействием постмагматических растворов возможна вторичная мобилизация ряда рудных компонентов, их местное переотложение и перекристаллизация. Эти явления наблюдаются при движении растворов в более древних вулканических породах с рассеянными сульфидами Pb, Zn и Cu (Тюлюпо, 1962), при образовании жил альпийского типа в рудоносных толщах (Богданов, Кутырев, 1963), при грейзенизации (Руб, 1957). Однако убедительных доказательств о заимствовании постмагматическими растворами металлов из силикатов пока нет.

Г. В. Поляковым (1967) проведен расчет баланса вещества при образовании альбититов, амфибол-скаполитовых метасоматитов и околоскарновых осветленных пород некоторых контактово-метасоматических месторождений железа Алтае-Саянской области. Автор приходит к выводу, что количество железа, высвобождающееся при осветлении основных пород, иногда соизмеримо с общим его содержанием в скарново-рудных зонах. Для расчета Г. В. Поляков взял наиболее меланократовые разновидности эффузивных и габброидных пород и наиболее лейкократовые разновидности метасоматитов. Вместе с тем на рассматриваемых месторождениях имеются и менее железистые эффузивные и интрузивные породы, обогащенные железом метасоматиты, которые не показаны на картах и разрезах. В. Хануш (1964) совершенно справедливо заметил, что метасоматоз не может рассматриваться только как метод, базирующийся на анализе химизма или механизма образования конечного продукта метасоматоза. Для того, чтобы сделать правильный вывод о происхождении месторождения, необходимо исследование генетической и хронологической последовательности всей истории его формирования.

Образование контактово-метасоматических месторождений происходит в течение весьма длительного времени при понижении температуры от 600 до 100° (Лесняк, 1961, 1964), хотя основная масса минералов дорудных метасоматитов и руд формируется при температурах 600—400°. Процесс образования таких месторождений делится на несколько этапов и стадий, отделенных друг от друга тектоническими подвижками. Это доказывается геологическими наблюдениями, анализом парагенезисов минералов и измерением температуры кристаллизации минералов. Так, например, в месторождениях железа Ташелгино-Майзасской зоны температура декрепитации метасоматического микроклина определена в 700—620°, альбита —690—590°, скаполита —640—490°, диопсида — 650°, гранатов —660—460°, роговой обманки —520—435°, магнетита — 580—450°.

Из приведенных данных видно, что магнетит вместе с роговой обманкой образуется после того, как заканчивается образование микроклина и альбита — основных минералов осветленных пород. Необходи-

мо учитывать также, что магнетит вместе с роговой обманкой сечет не только осветленные полевошпатовые породы, но и скарны, которые формировались позже фельдшпатолитов. Магнетит часто цементирует брекчированные скарны, разъедает скарновые минералы. Следовательно, между процессом осветления и отложением магнетита существует значительный перерыв, во время которого неоднократно происходило возобновление трещинообразования. Возникает естественный вопрос, где же и в каком состоянии находилось железо, выщелоченное из силикатов, до начала отложения магнетита? Почему железо не выпадало сразу в виде магнетита в тех же осветленных породах или в трещинах, по которым развивались скарны, отделяющие фельдшпатолиты от магнетитовых руд? Как можно объяснить сохранение железа в растворах в стадию формирования скарнов, сложенных известково-железистыми силикатами? Все это представляется маловероятным.

При изучении магнетитовых месторождений осевой зоны Кузнецкого Алатау, тесно связанных с породами фемического ряда (Тюлюпо, 1964_2, 1969), был подсчитан баланс вещества с учетом объемов измененных пород. Определение объемов главных типов метасоматитов связано с большими трудностями и при этом неизбежны некоторые произвольные допущения. Дело в том, что очень близкие по составу минералы нередко образуются при замещении как алюмосиликатных, так и карбонатных пород, а по одним и тем же породам, но на разных расстояниях от рудоподводящего канала, почти одновременно возникают различные минералы. Не всегда можно однозначно решить, сформировались ли те или иные блоки скарнов и руд по силикатным или карбонатным породам, тем более, что в рудной зоне в эндоконтакте имелись многочисленные ксенолиты известняков. Учесть все эти особенности не всегда возможно, но общая картина миграции компонентов выступает все-таки вполне отчетливо, так как объемы таких неопределенных образований оказываются незначительными по сравнению с объемом измененных пород, принятым для месторождений центральной группы (Кон-Тау, Монгол) Ташелгино-Майзасской зоны равным 1,6 км^3. Формировались породы в следующей последовательности: 1) метагаббро, метадиоритовый амфиболит, амфиболит; 2) фельдшпатизированные метагаббро и амфиболиты (0,333); 3) микроклин-плагиоклазовый фельдшпатолит (0,444); 4) микроклиновый фельдшпатолит (0,111); 5) плагиоклазовый фельдшпатолит с кислым новообразованным плагиоклазом (0,112). После тектонического перерыва и внедрения даек авгитовых порфиритов происходит образование пятнистых пироксеновых скарнов с биотитом (0,0236), амфибол-пироксеновых скарнов с эпидотом (0,0395), гранат-пироксеновых скарнов с эпидотом (0,0395), гранатовых скарнов (0,0474); амфиболовых скарнов (0,0790), эпидот-амфиболовых скарнов (0,0474) и эпидозитов (0,0236). Геологический разрез одного из месторождений приведен на рис. 1. В скобках указаны примерные объемы в км^3.

При определении общего баланса вещества принимаем, что третья часть скарнов образовалась при замещении осветленных пород, остальные — при замещении метагаббро и амфиболитов. По карбонатным породам образуются пироксен-гранатовые скарны (0,075) и гранатовые скарны с кальцитом (0,225).

Баланс вещества при процессах щелочного метасоматоза для месторождений центральной группы Ташелгино-Майзасской зоны показан в табл. 1.

Из приведенных данных видно, что при осветлении меланократовых пород происходит разложение железосодержащих силикатов и замеще-

ние их менее железистыми минералами, осуществляется привнос кремнезема и щелочей, энергичный вынос титана, алюминия и оснований, в том числе железа. Наблюдаются также возрастания отношения Fe_2O_3: FeO и щелочного модуля ($R_2O : Al_2O_3$).

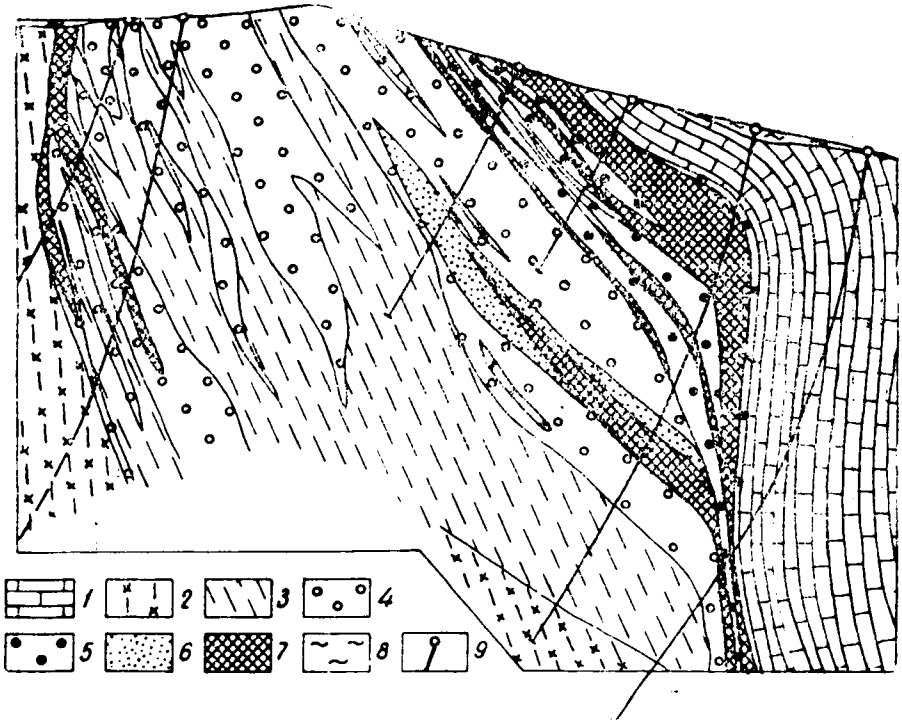


Рис. 1. Геологический разрез месторождения Монгол: *1* — мраморы терсинской свиты PR_1; *2* — метагаббро и метадиоритовые амфиболиты Ташелгино-Майзасской интрузии PR_3; *3* — Фельдшпатолиты и фельдшпатизированные породы; *4* — известковые скарны; *5* — оруденелые известковые скарны; *6* — кальцит-амфиболовые и биотит-кальцитовые породы; *7* — магнетитовые руды; *8* — глины делювиальные; *9* — скважины

При скарнировании алюмосиликатных пород баланс вещества оказывается противоположным (табл. 2). Образование скарнов происходит при значительном привносе CaO и Fe_2O_3, часто MgO, и выносе SiO_2 и Al_2O_3. При скарнировании карбонатных пород (табл. 3) выносятся CaO, MgO и CO_2 и привносятся Al_2O_3, SiO_2 и железо. Амфиболизация скарнов сопровождается привносом FeO, Fe_2O_3, Al_2O_3 и отчасти щелочей и выносом MgO и CaO.

Общий баланс вещества при образовании дорудных метасоматитов с учетом объемов приведен в табл. 4. Подобные расчеты сделаны и для менее разведанного Лавреновского месторождения. Как показывают расчеты, привнос-вынос оказывается не особенно значительным. Для Ташелгино-Майзасского дорудных метасоматитов в 100 см³ привносится 30,71 г вещества, в основном SiO_2 и Fe_2O_3 и выносится —14,10 г. Для дорудных метасоматитов Лавреновского месторождения привнос на 100 см³ несколько меньше и равен 17,88 г (Fe —0,97 г на 100 см³ породы), а вынос —13,79 г. Из приведенных расчетов видно, что освобождающегося при осветлении вмещающих пород железа не хватает даже для образования скарнов. Для Ташелги этот дефицит составляет примерно 330 тыс. т (2,83 г на 100 см³ породы). Показателем правильности

Таблица 1

Баланс вещества при фельдшпатизации меланократовых пород Ташелгино-Майзасской рудной зоны (пересчет по Н. И. Наковнику)

Окислы	1		2				3				4				5			
	вес %	г в 100 см³	вес %	г в 100 см³	+, — г в 100 см³	% к исходн. пор.	вес %	г в 100 см³	+, — г в 100 см³	% к исходн. пор.	вес %	г в 100 см³	+, — г в 100 см³	% к исходн. пор.	вес %	г в 100 см³	+, — г в 100 см³	% к исходн. пор.
SiO_2	50,05	143,78	53,50	147,43	+3,65	2,5	58,68	152,45	+8,67	6,0	61,43	157,85	+14,07	9,8	56,85	149,16	+5,38	3,7
TiO_2	0,95	2,72	0,57	1,57	—1,15	42,3	0,72	1,86	—0,86	31,6	0,39	1,00	—1,72	63,3	0,66	1,74	—0,90	36,0
Al_2O_3	17,12	49,32	17,65	48,73	—0,59	1,2	14,52	37,72	—11,60	23,5	16,34	41,98	—7,34	14,2	15,13	39,74	—9,58	19,4
Fe_2O_3	3,26	9,39	3,22	8,88	—1,05	11,2	2,41	6,27	—3,12	33,2	1,45	3,74	—5,65	60,0	1,97	5,18	—4,21	44,8
FeO	7,51	21,61	4,97	13,69	—7,92	36,6	4,18	10,86	—5,83	27,0	0,96	2,46	—19,15	88,7	2,22	5,83	—15,78	73,0
MnO	0,19	0,54	0,31	0,85	+0,31	57,4	0,10	0,26	—0,28	52,0	0,32	0,82	+0,28	52,0	0,23	0,60	+0,06	1,1
MgO	4,84	13,92	4,51	12,50	—1,42	10,2	2,35	6,12	—7,80	56,0	1,29	3,32	—10,60	76,2	4,50	11,81	—2,11	15,2
CaO	9,95	28,69	7,11	19,52	—9,17	31,9	6,30	16,34	—12,35	43,1	5,48	14,09	—14,60	50,8	9,55	25,01	—3,68	12,8
Na_2O	2,68	7,73	3,55	9,80	+2,07	26,8	2,10	5,45	—2,28	29,5	1,71	4,41	—3,32	42,9	4,59	12,08	+4,35	56,3
K_2O	1,33	3,84	2,98	8,22	+4,39	110,4	5,14	13,36	+9,52	248,0	7,22	18,52	+14,68	382,0	1,21	3,14	—0,70	18,2
P_2O_5	0,22	0,63	0,47	1,29	+0,66	100,4	0,41	1,06	+0,43	68,2	0,18	0,46	—0,17	27,0	0,54	1,41	+0,78	123,6
H_2O	1,32	3,81	0,91	2,53	—1,28	33,6	1,00	2,61	—1,20	31,5	0,86	2,20	—1,61	42,1	0,64	1,68	—2,13	55,8
CO_2	—						1,40	3,64	+3,64		2,00	5,15	+5,15		1,00	2,62	+2,62	
d_v		2,86		2,75				2,58				2,56				2,60		

Примечание. 1 — среднее из 26 анализов метагаббро и метадиоритовых амфиболитов; 2 — среднее из 3 анализов фельдшпатизированных метагаббро и амфиболитов; 3 — среднее из 3 анализов плагиоклаз-микроклиновых фельдшпатолитов; 4 — среднее из 6 анализов микроклиновых фельдшпатолитов; 5 — среднее из 5 анализов плагиоклазовых фельдшпатолитов.

Таблица 2

Баланс вещества при образовании эндоскарнов Ташелгино-Майзасской рудной зоны (Пересчет по Н. И. Наковнику)

Окислы	1	670				6515				6513			
	г в 100 $см^3$	Вес %	г в 100 $см^3$	+, — г в 100 $см^3$	% к исход. породе	Вес %	г в 100 $см^3$	+, — г в 100 $см^3$	% к исход. породе	Вес %	г в 100 $см^3$	+, — г в 100 $см^3$	% к исходн. породе
SiO_2	143,78	45,94	147,47	+3,69	2,5	41,69	135,49	—8,9	5,8	40,52	131,28	—12,50	8,7
TiO_2	2,72	0,68	2,18	—0,54	19,8	0,48	1,56	—1,16	42,6	0,54	1,75	—0,93	34,2
Al_2O_3	49,32	11,87	38,10	—11,22	22,6	10,96	35,62	—13,70	27,8	10,73	34,76	—14,56	29,5
Fe_2O_3	9,39	2,86	9,18	—0,21	2,1	10,87	35,33	+25,94	276,2	9,28	30,07	+20,68	210,4
FeO	21,61	6,69	21,41	—0,19	0,9	7,07	22,98	+1,37	6,3	8,35	27,06	+6,45	29,8
MnO	0,54	0,40	1,28	+0,74	137,0	0,28	0,91	+0,37	68,6	0,76	2,46	+1,92	356,2
MgO	13,92	12,00	38,52	+24,60	176,8	3,66	11,90	—2,02	14,5	3,68	11,93	—1,89	13,6
CaO	28,69	16,02	51,42	+22,73	79,2	18,75	60,94	+32,25	113,2	19,69	63,79	+35,10	122,3
Na_2O	7,73	0,53	1,70	—6,03	78,0	0,46	1,49	—6,24	80,8	0,92	2,98	—8,59	—74,2
K_2O	3,84	1,63	5,24	+1,40	36,4	0,45	1,46	—2,38	62,0	—„—	—„—	—„—	—„—
P_2O_5	0,63	0,17	0,51	—0,12	19,0	0,42	1,36	+0,73	115,7	0,35	1,14	+0,51	80,8
п.п.п.	3,81	1,21	3,88	+0,07	1,8	4,94	15,96	+12,15	318,5	5,18	16,78	+12,97	340,2
d_v	2,86		3,21				3,25				3,24		

Примечание. 1 — среднее из 26 анализов метагаббро и метадиоритовых амфиболитов; 670 — пятнистый пироксеновый скарн с биотитом; 6513 — амфибол-пироксеновый скарн с эпидотом; 6513 и гранат-пироксеновые скарны с эпидотом.

Продолжение табл. 2

Окислы	62				3179				544				6589			
	Вес %	г в 100 см³	+, — г в 100 см³	%	Вес %	г в 100 см³	+, — г в 100 см³	%	Вес %	г в 100 см³	+, — г в 100 см³	%	Вес %	г в 100 см³	+, — г в 100 см³	%
SiO_2	39,41	122,96	—20,82	14,1	35,89	120,23	—23,55	15,9	32,95	102,80	—40,98	28,5	35,24	115,56	—28,22	19,7
TiO_2	1,05	3,28	+0,56	20,6	0,77	2,58	—0,14	5,1	0,65	2,03	—0,69	25,4	0,44	1,44	—1,28	47,1
Al_2O_3	10,64	33,20	—16,12	32,8	11,27	37,76	—11,56	23,4	11,22	35,01	—14,31	29,1	8,55	28,04	—21,28	43,2
Fe_2O_3	6,07	18,94	+9,55	101,6	20,35	68,17	+58,78	62,6	8,25	25,73	+16,34	174,0	17,16	56,31	+46,92	499,0
FeO	1,44	4,49	—16,91	78,4	0,54	1,81	—19,80	91,6	4,21	13,14	—8,47	39,2	3,31	10,86	—10,75	49,8
MnO	0,62	1,93	+1,39	257,2	0,86	2,88	+2,34	433,0	0,46	1,44	+0,90	167,0	1,25	4,10	+3,56	610,0
MgO	5,19	16,19	+2,27	16,3	сл	0,00	—13,92	100,0	1,35	4,21	—9,71	63,8	1,72	5,64	—8,28	59,6
CaO	29,33	91,51	+62,82	218,5	27,89	99,43	+64,74	226,0	31,49	98,25	+69,56	242,5	28,28	92,76	+64,07	223,0
Na_2O	0,38	1,19	—6,54	84,5	0,37	1,24	—6,49	83,7	0,19	0,59	—10,98	95,0	0,23	0,76	—10,81	94,5
K_2O	0,28	0,87	—2,97	77,4	сл.	0,00	—3,84	100,0	—„—	—„—	—„—	—„—	—„—	—„—	—„—	—„—
P_2O_5	0,36	1,12	+0,49	77,6	—	—	—	—	0,36	1,12	+0,49	77,8	0,75	2,46	+1,83	290,0
п.п.п.	5,23	16,32	+12,51	328,6	2,06	6,90	+3,09	81,0	8,87	27,67	+23,86	627,0	3,07	10,07	+6,26	164,0
d_v		3,12				3,35				3,12				3,28		

Примечание. 62 — гранат-пироксеновый скарн с эпидотом, 3179, 544, 6589 — гранатовые скарны, иногда с кальцитом.

Продолжение табл. 2

Окислы	3				98				6510				23			
	Вес %	г в 100 см³	+, — г в 100 см³	%	Вес %	г в 100 см³	+, — г в 100 см³	%	Вес %	г в 100 см³	+, — г в 100 см³	%	Вес %	г в 100 см³	+, — г в 100 см³	%
SiO_2	30,40	94,24	—49,54	34,6	39,88	118,44	—25,34	17,1	35,92	119,97	—23,81	16,1	40,85	124,59	—19,19	13,9
TiO_2	0,53	1,64	—1,08	39,8	0,63	1,87	—0,85	31,2	0,81	2,70	—0,02	0,7	0,61	1,86	—0,86	31,6
Al_2O_3	10,07	31,22	—18,10	36,7	17,72	52,63	+3,31	6,7	12,47	41,65	—7,67	15,6	7,60	23,18	—26,14	53,0
Fe_2O_3	11,28	34,97	+25,58	272,2	10,56	31,35	+21,96	23,4	12,34	41,22	+31,83	34,0	8,10	24,71	+15,32	163,0
FeO	3,15	9,76	—11,87	55,0	1,80	5,35	—16,26	75,0	3,22	10,75	—10,86	50,3	6,77	20,65	—0,96	4,4
MnO	0,87	2,69	+2,15	399,0	0,32	0,95	+0,41	76,0	0,69	2,30	+1,76	326,0	0,20	0,61	+0,07	13,0
MgO	1,35	4,16	—9,76	69,8	1,37	4,07	—9,85	70,7	1,80	6,02	—7,90	56,7	11,39	34,74	+20,88	150,0
CaO	32,40	100,44	+71,80	249,8	24,45	72,62	+43,93	153,1	27,20	90,85	+62,16	216,7	17,17	52,37	+23,68	82,5
Na_2O	0,17	0,53	—7,20	93,3	0,40	1,19	—10,38	89,8	0,09	0,30	—11,27	97,4	1,45	4,42	—3,71	42,8
K_2O	0,30	0,93	—2,91	75,8	—„—	—„—	—„—	—„—	—„—	—„—	—„—	—„—	0,27	0,82	—3,02	78,6
P_2O_5	0,14	0,43	—0,21	33,4	0,07	0,21	—0,42	66,7	0,52	1,74	+1,11	176,0	0,36	1,10	+0,47	74,6
п.п.п.	9,35	28,99	+25,18	661,0	2,80	8,32	+4,51	118,6	4,94	16,50	+12,69	332,6	5,23	15,95	+12,14	318,0
d_v		3,10				2,97				3,34				3,05		

Примечание. 3 — гранатовый скарн; 98 — амфиболовый скарн; 6510 и 23 — эпидот-амфиболовые скарны.

Таблица 3

Баланс вещества при скарнировании карбонатных пород Ташлегино-Майзасской рудной зоны (пересчет по Н. И. Наковнику)

Окислы	1		63а				1029				550				250			
	Вес %	г в 100 см³	Вес %	г в 100 см³	+, — г в 100 см³	%	Вес %	г в 100 см³	+, — г в 100 см³	%	Вес %	г в 100 см³	+, — г в 100 см³	%	Вес %	г в 100 см³	+, — г в 100 см³	%
SiO_2	3,26	8,31	35,52	110,61	+102,30	1230,0	31,59	99,83	+91,52	1098,0	30,14	100,97	+92,66	1112,0	33,14	102,73	+94,42	1133,0
TiO_2	0,08	0,20	0,24	0,79	+0,59	291,0	0,55	1,74	+1,54	721,0	0,58	1,94	+1,74	870,0	0,86	2,66	+2,46	1230,0
Al_2O_3	0,36	0,92	6,36	20,99	+20,07	2250,0	8,22	25,97	+25,05	2723,0	9,74	32,63	+31,71	3443,0	8,65	26,82	+25,90	2815,0
Fe_2O_3	0,36	0,92	19,19	63,32	+62,40	6780,0	13,03	41,18	+40,26	4380,0	10,80	36,18	+35,26	3850,0	6,41	19,87	+18,95	2030,0
FeO	0,36	0,92	1,97	6,50	+5,58	607,0	2,62	8,28	+7,36	800,0	4,42	14,81	+13,89	1508,0	1,25	3,88	+2,96	324,3
MnO	0,09	0,23	0,46	1,52	+1,29	562,0	0,99	3,13	+2,90	1260,0	0,48	1,61	+1,38	600,0	0,74	2,29	+2,06	896,0
MgO	6,81	17,37	0,29	0,97	—16,40	95,0	0,87	2,74	—14,63	84,5	0,72	2,41	—14,96	86,4	2,47	7,67	—9,70	56,0
CaO	47,03	119,93	32,05	105,77	—14,16	11,8	33,88	107,06	—12,87	10,7	33,83	113,33	—6,60	5,5	34,77	107,79	—12,14	10,1
$Na_2O + K_2O$	0,08	0,20	нет	нет	—0,20	100,0	0,33	1,01	+ 0,84	420,0	0,21	0,70	+0,50	250,0	0,35	1,08	+0,88	440,0
P_2O_5	0,06	0,15	0,21	0,69	+0,54	360,0	0,35	1,11	+0,96	634,0	0,20	0,67	+0,52	347,0	0,74	2,29	+2,14	1430,0
п.п.п.	41,51	105,85	5,74	18,84	—87,01	82,0	7,57	23,92	—81,93	77,3	8,88	29,75	—76,10	72,0	0,62	32,92	—72,93	68,0
d_v		2,55		3,30				3,16				3,35				3,10		

Примечание. 1 — среднее из двух анализов кальцитовых мраморов и одного анализа доломитизированного мрамора; 63а, 1029 и 550 — гранатовые скарны с кальцитом; 250 — пироксен-гранатовый скарн с кальцитом.

Таблица 4

Сводный баланс вещества при образовании дорудных метасоматитов Ташелгино-Майзасской рудной зоны (+привнос, — вынос)

Окислы	При фельдшпатизации меланократовых пород		При скарнировании меланократовых пород		При скарнировании фельдшпатолитов	При скарнировании карбонатных пород		Общий баланс вещества при образовании дорудных метасоматитов	
	г в 100 $см^3$	г в 1000 $см^3$	г в 100 $см^3$	г в 200 $см^3$	г в 100 $см^3$	г в 100 $см^3$	г в 300 $см^3$	г в 100 $см^3$	г в 1600 $см^3$
SiO_2	+7,32	+73,20	—21,91	—43,82	—29,23	+95,22	+285,66	+17,8	+285,81
TiO_2	—1,06	—10,60	—0,60	—1,20	+0,46	+1,58	+4,74	—0,41	—6,60
Al_2O_3	—7,23	—72,30	—6,36	—12,72	+0,87	+25,68	+77,04	—0,44	—7,11
Fe_2O_3	—2,84	—28,40	+24,31	+48,62	+27,15	+39,22	+117,66	+10,31	+165,03
FeO	—9,13	—91,30	—10,29	—20,57	—0,81	+7,45	+23,35	—5,64	—90,33
MnO	+0,02	+0,20	+1,09	+2,18	+1,07	+1,91	+5,73	+0,57	+9,18
MgO	—5,31	—53,10	—4,82	—9,64	+0,47	—13,93	—41,79	—6,57	—105,00
CaO	—10,53	—105,30	+37,82	+75,64	+48,35	—11,44	—34,32	—1,04	—16,63
Na_2O	—1,87	—18,70	—8,42	—16,84	—13,81	+0,50	+1,50	+1,55	+24,72
K_2O	+7,26	+72,60	—„—	—„—	—„—	—„—	—„—	—„—	—„—
P_2O_5	+0,58	+5,80	+0,32	+0,64	—0,95	+1,04	+3,12	+0,48	+7,61
Fe^{3+}									+115,5
Fe^{2+}									—70,20
Fe									+45,30

расчетов может служить то, что содержание глинозема в рудных зонах в целом остается почти без изменений.

Таким образом, растворы, вызывающие образование щелочных метасоматитов и скарнов, должны быть существенно кремнисто-щелочными с не особенно высоким содержанием железа, марганца, иногда фосфора и других элементов. В более поздние стадии процесса, при образовании магнетитовых и сульфидных руд, в растворах повышается концентрация железа, серы, цинка, меди, свинца, кобальта и других рудообразующих компонентов, имеющих глубинный источник.

Выводы

1. Кремнисто-щелочные растворы дорудного этапа вызывают существенное перераспределение элементов в пределах рудных зон.

2. Выносимые при осветлении меланократовых пород компоненты идут на образование эндоскарнов, а освобождающиеся при скарнировании алюмосиликатных пород элементы идут на образование апокарбонатных экзоскарнов.

3. Рудные минералы почти полностью образуются за счет металлов, вынесенных из глубин. Роль силикатного железа в магнетитовых рудах контактово-метасоматических месторождений представляется весьма незначительной.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Х. М. Влияние процесса ассимиляции и гибридизма на состав постмагматических растворов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1950.

Ахмедов Д. М. Некоторые вопросы генезиса железорудных месторождений Дашкесанского рудного района. Геол. рудн. месторожд., № 6, 1965.

Белевцев Я. Н. Роль метаморфичных процесів в рудостворенні. Геологічний журнал, т. 19, вып. 4, 1959.

Белевцев Я. Н. Основные положения теории метаморфогенного рудообразования. В сб. Пробл. теории и эксперимента в рудообразовании. Киев, 1966.

Богданов Ю. В., Кутырев Э. И. Условия образования жил альпийского типа в меденосной толще Удоканского месторождения. Конференция. Проблемы постмагматического рудообразования. Т. 1. Прага, 1963.

Буряк В. А. Некоторые особенности метаморфогенного рудообразования. В сб. Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. «Наука», Л., 1970.

Быховер Н. А. Распределение мировых ресурсов минерального сырья по эпохам рудообразования. Госгеолтехиздат, 1963.

Глущенко И. И. Состав молодых континентальных вулканических толщ и условия выноса металлов группы железа. В сб. Вулканогенно-осадочн. формации и полезн. ископ. «Наука», 1965.

Домарев В. С. Отличительные черты гидротермальных и метаморфогенных месторождений. Докл. АН СССР, т. 98, № 3, 1954.

Домарев В. С. О метаморфогенном рудообразовании. Сов. геол., № 4, 1967.

Ивенсон Ю. П. Использование акцессорных элементов в целях стратиграфической корреляции метаморфических толщ и в качестве петрохимических факторов метаморфизма. В сб. Металлогения осадочн. и осадочно-метаморфич. пород. «Наука», 1966.

Дымкин А. М. Петрология и генезис магнетитовых месторождений Тургая. Изд-во «Наука», Новосибирск, 1966.

Казарян А. Г., Амирбекян Э. Г., Арутюнян Т. М. К вопросу заимствования железа вмещающих пород при формировании руд. Научн. труды научн.-исслед. горно-металлургич. ин-та (Ереван), вып. 4, 1964.

Корель В. Г. К вопросу образования некоторых скарновых железорудных месторождений субщелочной гранитной магмы. Труды Сиб. н.-и. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья, вып. 39, 1966.

Королев А. В. О значении вмещающих пород в образовании постмагматических месторождений. Труды ин-та геологии АН УзССР, вып. 6, 1951.

Королев А. В. Эндогенное рудообразование и развитие Земли. Труды Среднеазиатского политехн. ин-та, вып. 6, 1959.

Лебедев П. И. Комплексы щелочных пород и железорудных месторождений. Тезисы докл. на декабрьск. сессии АН СССР. Изд-во АН СССР, Л., 1934.

Лесняк В. Ф. О некоторых особенностях формирования скарново-рудных комплексов. Мин. сборник Львовск. геол. об-ва, № 15, 1961.

Лесняк В. Ф. Основы анализа физико-химических свойств минералообразующих растворов по включениям в минералах. Львов, 1964.

Мерцалов И. М. К теории гидротермального рудообразования. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1964.

Овчинников Л. Н. Контактово-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Свердловск, 1960.

Овчинников Л. Н., Шляпникова Д. С., Шур А. С. Мобилизация и перенос вещества при эндогенном рудообразовании. В сб. Пробл. генезиса руд. «Недра», 1964.

Овчинников Л. Н., Масалович А. М. Взаимодействие воды с калиевым полевым шпатом и биотитом в критической области. В сб. Исслед. природного и технич. минералообр. «Наука», 1966.

Поляков Г. В. Явления мобилизации железа при образовании эндогенных магнетитовых месторождений юга Сибири. Геол. рудн. месторожд., № 1, 1967.

Руб М. Г. Влияние вмещающей среды на формирование интрузивных пород и постмагматических образований в Приханкайском районе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1957.

Сендеров Э. Э. Взаимодействие роговой обманки с водными растворами в условиях повышенных температур и давления. В сб. Эксперим. исслед. в области глубинных процессов. Изд-во АН СССР, 1962.

Смирнов В. И. Опыт металлогенического районирования территории СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1959.

Смирнов В. И. Очерки металлогении. Госгеолтехиздат, 1963.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. «Недра», 1969.

Соколов Г. А., Павлов Д. И. Об источниках и роли хлора в магматогенном рудообразовании. В сб. «Пробл. генезиса руд». «Недра», 1964.

Судовиков Н. Г. К вопросу о возможной связи гидротермального оруденения с гранитизацией. Труды I Всесоюзн. петрограф. совещ. Изд-во АН СССР, 1955.

Судовиков Н. Г. Метаморфогенное рудообразование. Сов. геол., № 1, 1965.

Тюлюпо Б. М. Измененные породы Березовогорского полиметаллического месторождения (Горный Алтай). Матер. по минерал., петрогр. и полезн. ископаемым Зап. Сибири. Изд-во Томского ун-та, 1962.

Тюлюпо Б. М. Лиственниты басс. р. Тихой (Горный Алтай) и их происхождение. Матер. по минер., петрогр. и полезным ископаемым Зап. Сибири. Вып. 2. Изд-во Томск. ун-та., 1964_1.

Тюлюпо Б. М. К вопросу о связи железорудных месторождений Ташелгинской группы с магматическими породами. Геол. и геофиз., № 7, 1964_2.

Тюлюпо Б. М. Особенности геологического развития Ташелгино-Майзасской рудной зоны. В сб. Пробл. геол. и металлогении Сибири. Изд-во Томского ун-та, 1969.

Хануш В. Гидротермальный метаморфизм и его взаимоотношение с другими рудообразующими процессами. Труды XXI Международного геол. конгресса. Вып. III. «Мир», 1964.

Хитаров Н. И. Химическая природа растворов, возникающих в результате взаимодействия воды с горными породами при повышенных температурах и давлении.— В сб. Эксперимент. исследов. в области глубинных процессов. Изд-во АН СССР, 1962.

Чайковский В. К., Степанов А. А. Некоторые особенности эндогенного рудного процесса. Сов. геол., № 6, 1963.

Шипулин Ф. К. Об источниках веществ при эндогенном рудообразовании. В сб. Пробл. геол. минеральн. месторожд., петрол. и минерал. Т. I. «Наука», 1969.

Щербина В. В. О геохимических условиях выделения окисных соединений из силикатов. В сб. Физ.-химич. пробл. формиров. горн. пород и руд. Т. II. Изд-во АН СССР, 1963.

ТРУДЫ ТОМСКОГО ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА им. В. В. КУЙБЫШЕВА

Том 239 1976

МИНЕРАЛОГИЯ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ХАБАЛЫКСКОГО МАГНЕТИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

Г. Б. КНЯЗЕВ, В. Е. ХОХЛОВ

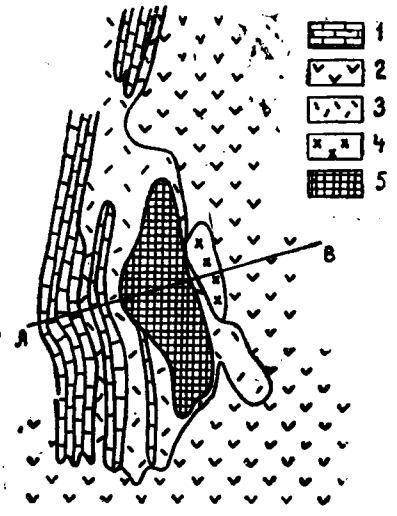
Хабалыкское магнетитовое месторождение является одним из главных объектов Казырской группы железорудных месторождений [2]. Оно расположено в контакте Убинского диоритового массива с нижнекембрийскими отложениями (рис. 1, 2). Отложения нижнего кембрия представлены слоистыми известняками, обогащенными силикатным материалом, андезитовыми порфиритами и пирокластическими породами. Простирание нижнекембрийских отложений субмеридиональное, падение крутое — от 75° до вертикального. Для нижнекембрийских отложений характерна сильная фациальная изменчивость. При движении с севера на юг в пределах площади месторождения отмечается увеличение в составе нижнекембрийских отложений вулканогенного материала, выражающееся в увеличении роли туфов и эффузивных пород.

Вулканогенный материал имеет преимущественно основной и средний состав (таблица 1, анализы 1, 2 и 3). Собственно эффузивные породы представлены андезитовыми и андезито-базальтовыми порфиритами с плагиоклазовым и амфибол-плагиоклазовым составом порфировых вкрапленников. Туфы часто являются слоистыми и содержат небольшие линзы и прослои карбонатного материала. Изучение нерастворимых остатков в слоистых известняках показало, что слоистость их обусловлена обогащенностью органическим, пепловым и кластическим материалом и подчеркивается полосчатым распределением вновь образованных минералов: флогопита, хлорита, актинолита, серпентина, граната. Карбонатные породы локально резко обогащаются силикатным материалом и переходят по простиранию в вулканогенные породы.

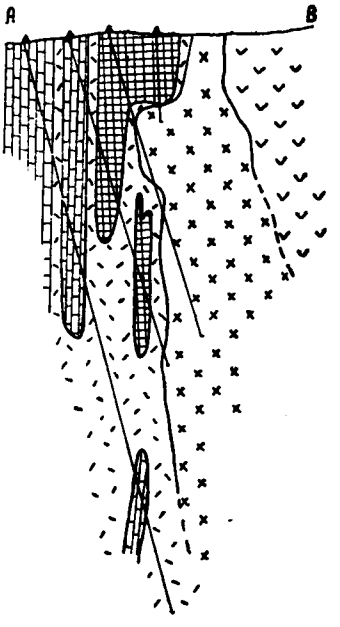
Нижнекембрийские отложения подвержены заметному метаморфизму. Метаморфизм выразился в образовании роговиков и сланцев с эпидотом, плагиоклазом, актинолитом, маложелезистым биотитом, хлоритом, а также пород, близких по составу и структуре к амфиболитам.

Убинский интрузивный массив в пределах Хабалыкского рудного поля вскрыт на небольшую глубину и представлен на современном эрозионном срезе лишь отдельными небольшими выходами существенно диоритового состава. Диориты имеют средне- и крупнозернистую структуру. Породы преимущественно роговообманковые, характеризуются типичными диоритовыми структурами, содержат резко зонарный плагиоклаз и до 6—10% кварца. В диоритах широко развит вторичный актинолит, развивающийся по первичной буровато-зеленой роговой обманке. В редких случаях встречаются реликты авгита. По химическо-

му составу (таблица 1, анализ 4) диориты Хабалыкского месторождения близки средним типам диоритовых пород по Р. Дэли. В приконтактовой части интрузии диориты имеют, иногда, оторочку гибридных мелкозернистых меланократовых роговообманковых габбро.



Фиг. 1. Схема геологического строения Хабалыкского магнетитового месторождения.
Условные обозначения: *1* — мраморизованные известняки с маломощными прослоями эффузивов и туфов; *2* — андезитовые и андезито-базальтовые порфириты; *3* — измененные породы преимущественно по вулканогенно-осадочным породам (роговики; альбитизированные породы; гранатовые, пироксен-гранатовые, эпидот-гранатовые и пироксеновые скарны; амфиболовые породы); *4* — кварцсодержащие диориты; *5* — руды



Фиг. 2. Схематический геологический разрез по разведочной линии XI Хабалыкского магнетитового месторождения. Условные обозначения см. к фиг. 1

Помимо собственно интрузивных диоритов Хабалыкское рудное поле содержит большие массы своеобразных гибридных пород неустойчивого облика и структур, близких роговообманковым габбро и габбро-диоритам. Эти породы возникают в зоне контакта убинских диоритов и нижнекембрийских порфиритов. Они часто обнаруживают постепенные переходы к измененным перекристаллизованным разностям порфиритов. Породы обнаруживают высокую основность плагиоклазов и низкое общее содержание кремнекислоты (таблица 1, анализ 5).

На Хабалыкском месторождении широко распространены дайки и мелкие инъекции гранитоидного материала. Эти дайки и инъекции являются дорудными и выступают в качестве представителей второй фазы внедрения Хабалыкского интрузивного массива. Они имеют прихотливые формы залегания, переменный состав и структуры. Состав их колеблется от кварцевых диоритов и гранодиоритов до граносиенитов и гранитов. Структуры меняются от гипидиоморфнозернистых до графических и аллотриоморфных. Гранитоиды являются преимущественно лейкократовыми до гололейкократовых. Локально в них отмечаются повышенные концентрации сфена, граната и пироксена диопсид-геденбергитового ряда.

Гранитоиды, диориты, руды и измененные породы месторождения рассекаются многочисленными дайками основного и среднего состава. Дайки имеют северо-восточное простирание и полого падают на юго-восток. Мощность даек колеблется в широких пределах, максимально достигая 10—15 м. Число пострудных даек велико и на отдельных участках дайки составляют до 30—35% горной массы.

Таблица 1

Химический состав вмещающих и измененных пород Хабалыкского месторождения

Окислы	Весовые проценты							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	53,19	49,66	46,54	58,40	44,05	59,24	75,82	38,56
TiO_2	0,54	1,09	0,82	0,79	1,06	0,38	0,07	1,45
Al_2O_3	18,19	19,10	18,68	15,86	16,78	20,59	14,21	17,76
Fe_2O_3	7,77	2,78	3,37	3,90	6,97	1,79	0,39	10,37
FeO	4,49	4,67	6,11	6,19	7,54	2,51	0,90	2,87
MnO	0,08	0,14	0,10	0,31	0,17	0,07	0,03	0,14
MgO	2,30	4,85	9,83	2,41	8,33	0,87	следы	2,63
CaO	7,25	11,36	6,31	6,45	9,58	5,50	1,30	22,41
Na_2O	4,67	3,47	3,36	3,42	1,59	4,73	5,53	0,11
K_2O	1,01	1,67	1,65	1,47	0,66	2,54	1,58	0,78
P_2O_5	—	0,23	0,18	—	0,25	0,14	0,03	0,37
п.п.п.	0,76	0,68	2,78	1,45	2,72	1,16	0,78	2,72
Σ	100,25	99,90	99,73	100,51	99,70	99,92	100,64	100,17

1 — плагиоклазовый порфирит (скважина 8, глуб. 167,0 м); 2 — метаморфизованный плагиоклазовый порфирит, амфибол-плагиоклазовая порода, близкая по составу и структуре к амфиболитам (скв. 2, глуб. 563,9); 3 — метаморфизованный туф (скв. 2, глуб. 55,4 м); 4 — диорит роговообманковый среднезернистый (скв. 5, глуб. 665 м); 5 — гибридное крупнозернистое роговообманковое габбро (скв. 10, глуб. 243,2 м); 6 — альбитизированный плагиоклазовый порфирит (скв. 8, глуб. 40,8 м); 7 — кварцевый альбитит (скв. 2, глуб. 161,0 м); 8 — пироксен-эпидотовая околоскарновая порода (скв. 3, глуб. 395,4 м)

Вскрытое скважинами магнетитовое оруденение Хабалыкского месторождения располагается исключительно среди нижнекембрийских отложений, но вблизи интрузивного контакта. Руды приурочены к определенным литологическим горизонтам — пачкам туфов, содержащим карбонатные прослои или в той или иной форме обогащенным карбонатным материалом. Существенно карбонатные породы и существенно эффузивные или пирокластические породы, бедные карбонатным материалом, для оруденения неблагоприятны.

Приуроченность руд к определенным литологическим горизонтам выражается в согласном залегании рудных тел с вмещающими нижнекембрийскими отложениями. Границы рудных тел резкие. Содержание Fe валового в рудах редко опускается ниже 30%, то есть границы рудных тел хорошо улавливаются и без данных опробования.

Основная масса хабалыкских магнетитовых руд имеет параллельно-полосчатую текстуру, унаследованную в процессе замещения слоистых нижнекембрийских отложений. Перемежающиеся полосы отличаются друг от друга по цвету, составу, структуре и мощности. Главными элементами полосчатости в рудах являются полосы магнетита и амфибола. В меньших масштабах в строении полосчатых руд принимают участие пироксен, хлорит, флогопит и сульфиды.

Характер полосчатости хабалыкских руд несколько меняется. В одних случаях фиксируется выдержанная линейная полосчатость, часто очень тонкая (мощность полосок от долей миллиметра), но с достаточно резким обособлением рудных и нерудных (амфиболовых) полосок. В других случаях полосчатость является более грубой (полосы до нескольких сантиметров), линзовидной, прерывистой. Вид полосчатости хабалыкских магнетитовых руд, вероятно, определялся типом слоистости исходных пород. Иногда рисунок полосчатости в рудах Хабалыка напоминает плойчатость. Богатые магнетитовые руды имеют массивную текстуру, для богатых пироксен-магнетитовых руд отмечается пятнисто-вкрапленная текстура.

Преобладающая масса хабалыкских магнетитовых руд мелкозернистая. Размер зерен магнетита большей частью колеблется от сотых долей мм до 1 мм. Лишь в некоторых случаях руды имеют более грубую зернистость. Структура магнетитовых агрегатов меняется от аллотриоморфной до гиподиоморфной. В силу мелкой зернистости руд для магнетита характерны тесные срастания с нерудными минералами.

Главные минералы руд представлены магнетитом, амфиболами и пироксеном. Локально отмечаются повышенные концентрации флогопита, хлорита, граната. Повсеместно встречаются сульфиды, эпидот, карбонаты (главным образом кальцит).

По данным количественно-минералогических подсчетов средний состав руд Хабалыкского месторождения следующий (в вес. %): магнетит — 49,5; амфиболы — 18,2; пироксен — 1,3; сульфиды (пирит, пирротин, халькопирит) — 2,8; кальцит ~ 1; эпидот ~ 2; хлорит — 1,4; прочие минералы—0,5; остальные 23,3 приходятся на дайки и включения измененных и вмещающих пород.

Без учета маломощных безрудных алюмосиликатных интервалов, включенных в рудные тела, минеральный состав руд для отдельных рудных тел (в среднем) колеблется в следующих пределах (в объемных процентах): магнетит (24,0—65,2); амфибол (21,8—63,0); пироксен (1,4—9,6); сульдифы (1,2—6,7); кальцит (0,3—3,4). Количество пироксена во всех данных занижено, а амфибола завышено, поскольку при визуальных подсчетах в туфах даже слабо амфиболизированный пироксен относился к амфиболам.

Химический состав магнетита приведен в таблице 2. В минерале устанавливается присутствие Ni, Ti, Mg, Mn в количествах, не превышающих десятых долей процента. В связи с трудностью отбора мономинеральных фракций в мелкозернистых рудах в анализированные пробы, вероятно, попал силикатный материал. С его примесью связано присутствие в анализированных пробах SiO_2, CaO и некоторых других компонентов. Кристаллохимические формулы магнетита с учетом только возможных изоморфных примесей могут быть записаны следующим образом: 1) $(Fe''_{0,86}Mg_{0,09}Mn_{0,01})_{0,96} \cdot (Fe'''_{2,00}Al_{0,01}Ti_{0,01})_{2,02} \cdot O_4$; 2) $(Fe''_{0,94}Mn_{0,01})_{0,95} \cdot (Fe'''_{1,87}Al_{0,16})_{2,03} \cdot O_4$.

Амфиболы хабалыкских руд и измененных пород представлены несколькими разновидностями.

Главными разновидностями амфиболов месторождения являются сине-зеленый актинолит и малоглиноземистая роговая обманка. Эти амфиболы слагают руды, амфиболовые породы, образуют жилы и скопления среди альбитизированных пород. Оптические свойства актинолита

Таблица 2

Химический состав важнейших минералов Хабалыкского месторождения

Окислы	Весовые проценты								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	0,46	2,48	46,10	48,90	38,64	54,16	52,16	38,84	37,68
TiO_2	0,60	0,30	0,26	0,13	1,97	0,04	0,14	0,69	0,06
Al_2O_3	3,78	0,29	4,47	5,62	11,11	1,73	0,48	8,91	9,69
Fe_2O_3	65,00	65,81	7,08	3,73	11,58	4,06	4,58	16,98	17,36
FeO	29,63	25,50	12,95	14,21	9,70	1,74	4,31	0,90	1,08
MnO	0,20	0,28	0,30	0,14	0,34	0,07	—	0,16	0,43
MgO	—	1,54	10,51	11,91	9,22	18,28	13,69	0,22	0,33
CaO	—	3,22	12,47	11,21	13,60	20,49	23,89	31,31	32,25
Na_2O	—	—	0,93	0,66	1,18	0,45	0,42	0,77	0,41
K_2O	—	—	0,69	0,68	0,61	—.—	—.—	—.—	—.—
H_2O	—	—	2,00	2,78	1,76	0,16	0,08	0,35	1,00 = CO_2
Σ	99,69	99,90	100,10	99,97	99,71	100,13	99,75	99,43	100,29

1 — магнетит (скв. 2, глуб. 333), кроме того V_2O_5 — 0,02; 2 — магнетит (скв. 1, гл. 119,0), кроме того NiO — 0,10%; 3 — малоглиноземистая сине-зеленая роговая обманка из амфиболовых пород (скв. 5, глуб. 122,4), Ng=1,690; Nm=1,682; Np=1,669; 4 — малоглиноземистая роговая обманка из жил среди альбитов (скв. 18, глуб. 294,8) Ng=1,669; Nm=1,661; Np=1,650; Ng—Np=0,019; 2V=—77; C: Ng=14°; 5 — роговая обманка из оруденелых скарнов (скв. 1, глуб. 234,6 м); Ng=1,666; Nm=1,658; Np=1,645; Ng—Np=0,021; C: Ng=15; 2V=—80°; 6—пироксен из руд (скв. 5, глуб. 325,9 м); Ng=1,705; Nm=1,682, Np=1,674; Ng—Np=0,031; 2V=+56°; C: Ng=40°; 7 — пироксен из руд (скв. 5, глуб. 201,0), Ng=1,714; Nm=1,689; Np=1,680; Ng—Np=0,034; 8 — гранат из гранатовых скарнов (скв. 3, глуб. 31,5 м), N=1,820; 9 — гранат из гранатовых скарнов (скв. 7, глуб. 385,3 м), N=1,821.

из руд: Ng=1,645; Nm=1,635; Np=1,624; C:Ng=17°; 2V=—83°. Выделить актинолит из мелкозернистых руд обычно не удается. Для анализа были взяты сине-зеленые мелкозернистые роговые обманки из жил среди альбитизированных пород (таблица 2, анализы 3 и 4). Пересчет одного из химических анализов дает следующую кристаллическую формулу: $(Na_{0,29}K_{0,13}Ca_{2,07})_{2,49}(Mg_{2,43}Fe''_{1,68}Fe'''_{0,84}Mn_{0,03}Al_{0,02})_{5,00}(Si_{7,18}Ti_{0,03}Al_{0,79})_{8,00}O_{22}[O_{0,63}(OH)_{1,37}]_{2,00}$.

Вторая, гастингситовая, разновидность рудного амфибола проявляется в рудах своеобразно. В большинстве случаев образование этого амфибола только намечается. Гастингсит проявляется фрагментарно (пятнами) во многих амфибол-магнетитовых рудах, где он замещает актинолит. Замещение актинолита гастингситом часто выражается лишь в пятнистом увеличении густоты окраски без четких ограничений отдельных пятен. Небольшие мономинеральные скопления гастингсита встречены по скважине № 5, где они образовались явно несколько позже

магнетита. Оптические свойства гастингсита: Ng = 1,701; Nm = 1,702; Np = 1,685; Ng—Np = 0,020; C : Ng = 22°; 2V = 46°, что соответствует содержанию 68% железистой частицы. Плеохроизм от густого сине-зеленого цвета по Ng до желтовато-зеленовато-светлого по Np.

В скарнах одновременно с гастингситом образуется более бедная железом роговая обманка. Количественно этот минерал особой роли не играет. Оптические свойства роговой обманки: Ng=1,656; Nm=1,649; Np=1,639; Ng—Np=0,017; C : Ng=23°; 2V=81°. Химический состав минерала приведен в табл. 2. Кристаллохимическая формула, рассчитанная на катионной основе, может быть записана следующим образом: $(Ca_{2,26}\ Na_{0,35}\ K_{0,12})_{2,73}\ (Mg_{2,13}\ Mn_{0,04}Fe'_{1,25}\ Fe'''_{1,35}\ Al_{0,23})_{5,00}\ [(Si_{5,99}\ Ti_{0,23}\ Al_{1,78})_{8,00}\ O_{22}]\ (O_{1,13}\ OH_{0,87})_{2,00}$.

Пироксен в хабалыкских рудах встречается реже амфибола. Можно, однако, считать, что он был распространен гораздо шире, чем отмечается при непосредственных наблюдениях, но впоследствии был замещен актинолитом. Наибольшие количества пироксена встречены в рудах южного фланга месторождения. Здесь руды сравнительно крупнозернисты, что позволило выделить мономинеральную пироксеновую фракцию. Химический анализ пироксена приведен в таблице 2. Оптические свойства его: Ng=1,715; Nm=1,689; Np=1,682; Ng—Np=0,033; C : Ng=42°; 2V=56°. Согласно данным оптики и химического анализа состав пироксена из руд Хабалыка соответствует железистому диопсиду.

Гранат является сравнительно редким минералом среди руд, однако он слагает значительные объемы скарнов. В рудах, замещающих скарны, описан красно-бурый гранат с N=1,835, что соответствует содержанию 63% андрадитовой молекулы.

Химические анализы гранатов из безрудных скарновых зон приведены в таблице 2. Эти гранаты оказываются менее железистыми и содержат не более 50% андрадитового компонента.

Хлорит и флогопит, с одной стороны, выступают как реликтовые минералы вмещающих метаморфизованных пород, а с другой стороны, связаны с наложением на руды последующих гидротермальных изменений. В частности, мощные зоны хлоритизации, сопровождающей рассланцевание руд, отмечены по скважине № 2. Хлорит представлен прохлоритом с Ng=1,662; Nm=1,621; Np=1,617; Ng—Np=0,005.

Все типы магнетитовых руд обогащены сульфидами. Среди сульфидов основную роль играет пирит, несколько меньше распространен пирротин, эпизодически отмечается халькопирит в количестве до 1—1,5% имеются отдельные находки сфалерита и галенита. В незначительном количестве отмечаются такие сульфиды, как халькозин, ковеллин, борнит, марказит.

Измененные породы Хабалыкского рудного поля могут быть разделены на 4 группы (от ранних к поздним): 1) метасоматические роговики, альбититы и кварц-полевошпатовые породы; 2) скарны; 3) амфиболовые и амфибол-эпидотовые породы; 4) продукты пострудного гидротермального околожильного матасоматоза.

В данную классификацию не включены метаморфические породы.

Альбититы и альбитизированные породы характеризуются гранобластовыми структурами и развиваются за счет эффузивов, туфов и иногда известняков, обогащенных алюмосиликатным материалом. В ходе альбитизации происходило резкое обогащение вмещающих пород щелочами и кремнеземом (таблица 1) с одновременным удалением Fe, Mg, Ca. Выносимые компоненты испытывали лишь перегруппировку

внутри объема альбитизирующихся пород с образованием прожилков и пятен малоглиноземистой роговой обманки.

Кварц-полевошпатовые породы генетически родственны альбититам и имеют преимущественно кварц-альбитовый состав. Они чаще возникают за счет пирокластических пород и пространственно иногда связаны с зонами инъецирования эффузивов и пирокластов гранитоидным материалом. Структура кварц-полевошпатовых пород гранобластовая. Породы часто гололейкократовые (таблица 1).

Метасоматические роговики представлены пироксен-плагиоклазовыми, пироксен-эпидотовыми, амфибол-эпидотовыми и другими осветленными породами роговиковой структуры. Подобные породы во многих случаях пространственно тесно связаны со скарновыми и выступают в роли околоскарновых пород в понимании Д. С. Коржинского. Образуются они преимущественно с привносом CaO (таблица 1).

Скарны являются весьма характерными метасоматическими породами Хабалыкского рудного поля. Морфологически и по составу среди них можно выделить четыре типа образований:

1. Скарновые зоны, возникающие непосредственно вдоль контактов алюмосиликатных пород основного и среднего состава и мраморов. Этот тип скарновых зон отчетливо зонален. Внутри них всегда можно выделить собственно скарны и околоскарновые породы. Иногда неотчетливо обособляются скарны пироксеновые, пироксен-гранатовые, гранатовые.

2. Скарны, возникающие за счет карбонатных пород, обогащенных силикатным материалом. Скарновые минералы (пироксен и гранат) в этом типе метасоматических пород развиваются в виде более или менее равномерной вкрапленности в перекристаллизованных мраморах.

3. Пироксен-гранатовые и эпидот-гранатовые мощные скарновые зоны, развивающиеся внутри алюмосиликатных пород, обогащенных карбонатным материалом. Мощность скарновых зон достигает нескольких десятков и до сотни метров.

4. Пироксеновые скарны, развивающиеся внутри алюмосиликатных пород основного и среднего состава порфиритов и их туфов (при малой роли или отсутствии в них карбонатного материала). Скарны этого типа характерны для южного фланга месторождения. Возможно, что мелкозернистые пироксеновые скарны были развиты гораздо шире, чем в настоящее время, но значительная часть их впоследствии была превращена в актинолитовые породы.

Амфиболовые породы в наибольших количествах встречаются в центральной и южной частях месторождения. Они сложены актинолитом или сине-зеленой роговой обманкой. Помимо амфибола амфиболовые породы содержат эпидот или альбит. В некоторых случаях при незавершенности процесса альбитизации возникают амфибол-альбитовые породы. Процесс амфиболизации во времени близок процессу оруденения, представляя собой Fe—Mg метасоматоз.

Амфибол-эпидотовые породы возникают как результат наложения эпидотизации на метасоматические амфиболовые породы и метаморфизованные эффузивы. Для них характерна пятнистая и прожилковопятнистая текстура. Эпидот в виде пятен, вкрапленности и разноориентированных жил распределяется в актинолитовом базисе. Эпидоту сопутствуют сульфиды: пирит, пирротин, халькопирит.

Пострудные околожильные измененные породы, помимо эпидозитов, представлены хлоритизированными, карбонатизированными и серицитизированными породами, возникающими вдоль карбонатных и силикатных пострудных жил, и в связи с зонками смятия и дробления руд.

В образовании Хабалыкского месторождения можно выделить четыре этапа [3]: 1) этап контактового метаморфизма; 2) этап раннего доскарнового метасоматоза (альбитизация, кремний-щелочной метасоматоз и кальциевый метасоматоз); 3) скарново-рудный этап, распадающийся на две стадии — скарновую и рудную; 4) пострудный гидротермальный этап.

Образование месторождения связывается с интрузивным магматизмом, приведшим к образованию Убинского массива и сопутствующих ему малых интрузивных и дайковых тел. Поскольку скарново-рудному процессу непосредственно предшествует внедрение маломощных гранитоидных инъекций, естественно считать, что постмагматические растворы, давшие месторождение, проявились и в связи с этими инъекциями. Если принять в качестве исходной магмы, давшей убинский плутон, основную магму [4], можно считать, что рудообразующие растворы появились на гранитоидной ступени эволюции этой основной магмы [1].

Хабалыкское месторождение генетически близко обычно скарновым месторождениям. Для месторождения характерна определенная минералогическая зональность. Северный фланг месторождения богат гранатовыми скарнами, которые являются главным типом дорудных образований, вмещающих магнетитовое оруденение. При движении с севера на юг роль гранатовых скарнов в строении рудного поля уменьшается и для южного фланга месторождения характерны уже существенно пироксеновые скарны. Одновременно возрастает роль амфиболовых пород. Такое изменение состава скарнов вероятно связано с изменением состава вмещающей среды. Действительно, на северном фланге месторождения в составе вмещающих пород большую роль играют известняки. Большой избыток кальция способствует образованию гранатовых скарнов, как пород максимально обогащенных этим компонентом. На южном фланге месторождения, наоборот, роль карбонатного материала ограничена. Одновременно возрастает роль богатых магнием эффузивов и туфов. Богатая магнием среда благоприятствует образованию существенно пироксеновых скарнов и амфиболовых пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Князев Г. Б. Интрузивный магматизм Таят-Табратского района и связь с ним контактово-метасоматического железного оруденения. Тезисы совещ. «Петрология и металлогения базитов». АН СССР, ИГЕМ, 1968.

2. Князев Г. Б. Некоторые общие закономерности магнетитового оруденения Казырского рудного района (Восточный Саян). Сб. «Вопросы геологии Сибири». Изд-во Томского ун-та, 1971.

3. Князев Г. Б., Хохлов В. Е. Последовательность процессов минералообразования на Хабалыкском магнетитовом месторождении. Сб. «Вопросы геологии Сибири», матер. к конференции. Изд-во Томского ун-та, 1971.

4. Поляков Г. В., Федосеев Г. С. Интрузивные комплексы района Таят-Табратской группы железорудных месторождений. Тр. ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 33, 1963.

5. Шешегов Ф. Н. Хабалыкское скарново-магнетитовое месторождение. В сб. «Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири». «Наука», 1967.

ТРУДЫ ТОМСКОГО ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА им. В. В. КУЙБЫШЕВА

Том 239 1976

ОБРАЗОВАНИЯ МАГНЕТИТА В ПОЛОСТЯХ СРЕДИ РУД КОРШУНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В. Н. СЕРГЕЕВ

В рудах магнетит-хлорит-серпентинового состава массивной, пятнистой, вкрапленной, брекчиевидной кокардовой текстур Коршуновского месторождения [20] встречаются полости, выстланные оригинальными крустификационными корочками, сложенными агрегатами магнетита друзового, параллельно-шестоватого и сферолитового облика. Привлекает внимание внешний облик и внутреннее строение многоглавых индивидов магнетита минеральных корочек, которые нередко представляют пример минералогических отвесов и уровней. В литературе нами не встречено описаний подобных магнетитов, хотя отдельные аналогичные черты внутреннего и внешнего сложения наблюдались у некоторых магнетитов ряда месторождений [24, 25, 26, 27, 29], а также при определенных условиях формирования у таких минералов, как кварц, лелленгит, пирит, кальцит, целестин и др. [5, 8, 14, 21, 22, 34, 36, 38, 39, 40, 41 и др.].

Строение крустификационных корочек и облик многовершинных головок индивидов магнетита Коршуновского месторождения показаны на рис. 1а, б, в, г, д, е, ж. Вмещающие эти образования руды кокардовой и брекчиевидной текстур (рис. 1а) представлены сочетанием скругленных, реже угловатых реликтов метасоматической породы размером от 15 до 0,01 мм, состоящей из серпентина, эпидота, хлорита и кальцита с обрастающими и цементирующими их агрегатами магнетита и хлорита.

Множество каверн и полостей неправильной формы от микроскопических до 25 см и более в рудах свидетельствуют о развитии процессов растворения и выщелачивания, связанных с поздними стадиями гидротермальной деятельности. Некоторые полости оказались «пустыми», в других — появились крустификационные корочки магнетита и друзовые скопления граната, хлорита, эпидота, кварца и кальцита.

В формировании минеральных корочек из полостей нами выделено четыре последовательных морфолого-генетических этапа. На первом этапе на субстрат (1) из массивной, вкрапленной или брекчиевидной текстуры магнетитовой руды при пересыщении раствора выпадают микролиты магнетита и на стенках полостей возникают зоны зарождения и геометрического отбора (рис. 1а) друзовых, параллельно-шестоватых и сферолитовых агрегатов магнетита. Наблюдаются признаки одновременного роста и зарождения магнетита и пластинчато-таблитчатых кристаллов хлорита, выражающиеся в присутствии отпечатков обоих минералов, индукционной штриховки [33] и отсутствии следов растворения

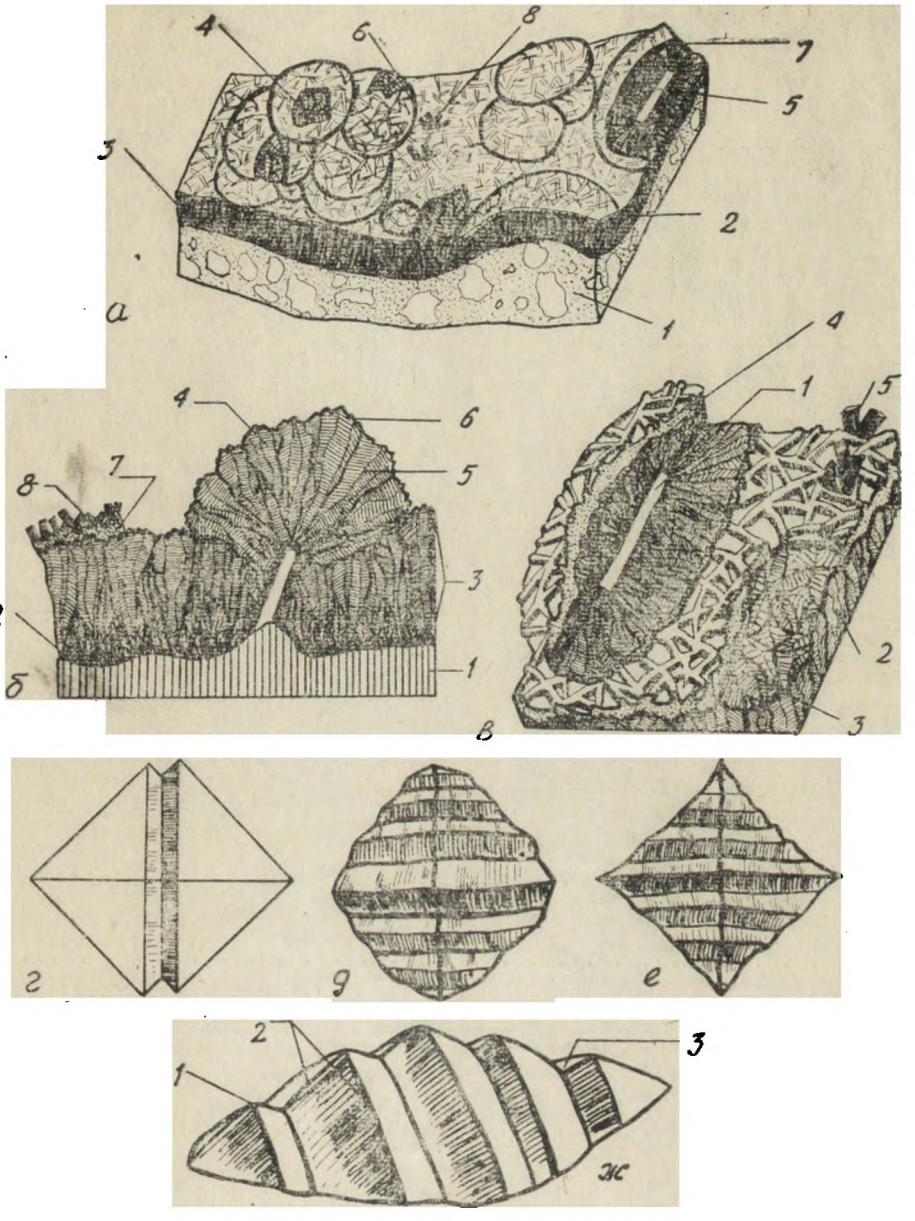


Рис. 1. Морфология агрегатов и индивидов магнетита в полостях среди руд Коршуновского месторождения:

а — корочка из параллельно-шестоватых и сферолитовых агрегатов магнетита. *1* — субстрат из магнетитовой руды; *2* — зона зарождения и геометрического отбора; *3* — зона параллельно-шестоватого роста; *4* — сферолитовые образования; *5* — «выступы» субстрата и таблички хлорита; *6* — многоглавые вершинки шестоватых кристаллов магнетита; *7* — корочка позднего магнетита с ячеистой скульптурой; *8* — кристаллы эпидота и кальцита. Нат. вел.; *б* — срез корочки магнетита, перпендикулярный плоскости нарастания. *1* — субстрат; *2* — зона зарождения; *3* — зона шестоватого роста; *4* — индукционная штриховка на псевдогранях; *5* — псевдоребра; *6* — многовершинные головки шестоватых индивидов; *7* — корочка позднего магнетита с ячеистой скульптурой; *8* — кристаллы эпидота и кальцита. Увел. 5; *в* — разрез сферолита магнетита. *1* — табличка хлорита, послужившая ядром-зародышем сферолита; *2* — шестоватые индивиды; *3* — многовершинные головки шестоватых кристаллов магнетита; *4* — наружная корочка тонкозернистого магнетита второй генерации с ячеистой поверхностью, покрывающей многовершинные индивиды; *5* — кристаллы эпидота и кальцита. Увел. 10; *г* — двухвершинная октаэдрическая головка шестоватого индивида магнетита. Увел. 60; *д, е* — выпуклогранная и вогнутогранная многовершинные головки шестоватых индивидов магнетита. Увел. 60; *ж* — многовершинная головка шестоватого индивида магнетита. *1* — вершинки; *2* — ребра; *3* — входящие углы. Увел. 100.

и замещения. Возможность зарождения индивидов магнетита на зернах магнетита, вскрытых в стенках полостей, почти не реализовалась, что, по-видимому, связано со специфическими условиями обстановки зарождения и в том числе с пересыщенностью рудообразующего раствора. Второй этап характеризуется развитием зон друзового и параллельно-шестоватого роста (3) кристаллов магнетита (рис. 1 а, б). Рост табличек хлорита прекратился на стадии геометрического отбора и друзового роста — далее развивались лишь индивиды магнетита, ориентировки оси L_4 которых была более или менее перпендикулярна субстрату. Отношение толщины шестоватых индивидов магнетита к их удлинению колеблется от 1 : 3 до 1 : 10. Боковые поверхности кристаллов покрыты псевдогранями (4) с тонкой индукционной штриховкой и сходятся в псевдоребрах (5), а шестики увенчаны многовершинными (6) головками (рис. 1 б). Наблюдаются индивиды магнетита, увенчанные головками {111}, {110}, а также комбинацией форм {111}+{110} размером от 1 до 0,05 мм в поперечнике. Третий этап знаменуется отложением на поверхности многоглавых вершинок магнетита (6) корочки тонкозернистого шестоватого агрегата магнетита новой генерации (7) и появлением друзочек кристалликов эпидота (8), кварца и кальцита (рис. 1 б). Толщина корочки новообразованного магнетита от 0,1 до 1 мм. На четвертом этапе происходит выщелачивание и удаление большей части друзочек нерудных минералов, что придает поверхности корочек ячеисто-пластинчатый облик (рис. 1 а, в). Взаимно пересекающиеся «валики-перегородки» из мелкозернистого шестоватого магнетита новой генерации имеют размеры по высоте от 0,2 до 0,6 мм, толщину от 0,1 до 0,4 мм и длину до 4 мм. Ячейки, образованные пересечением валиков магнетита, служили «гнездами» для оснований отдельных кристалликов и миниатюрных друзочек эпидота, кварца и кальцита (рис. 1 а, б, в). Такие взаимоотношения между минералами указывают на одновременный совместный рост на начальных стадиях шестоватого магнетита новой генерации с эпидотом, кварцем и кальцитом.

Удаление наружной ячеисто-пластинчатой корочки магнетита открывает оригинальные многовершинные головки от 0,2 до 1 мм в диаметре шестоватых индивидов магнетита первой генерации (рис. 1 б, в, г, д, е, ж). В плане эти головки имеют вид линзовидных и прямоугольных пирамидок с многими не строго параллельными входящими углами и «головками-грядками» с выпуклыми (рис. 1 д) или вогнутыми (рис. 1 е) ребрами. Двухвершинная октаэдрическая головка состоит из двух параллельносросшихся субиндивидов с входящим углом между ними (рис. 1 г). Здесь наблюдается четыре внешних более развитых грани октаэдра и четыре менее развитых «внутренних» октаэдрических грани, которые образуют входящий угол между сросшимися субиндивидами. В вершинках двух сросшихся субиндивидов выходят оси L_4, а общая ось сростка расположена в точке пересечения ребер входящего угла и параллельна плоскости срастания (100). Головки сростков из двух субиндивидов на завершающем этапе формирования шестоватых кристаллов встречаются не часто и более обычными являются многовершинные индивиды. Поверхность многовершинных головок (рис. 1 д, е, ж; 2) состоит из многих не строго параллельно ориентированных октаэдрических субиндивидов, срастающихся параллельно по плоскостям, близким к (100), с разделяющими их швами. Каждый из субиндивидов шестоватого сростка несколько вытянут по одной и уплощен по другой осям L_4, параллельным плоскости нарастания. Наиболее вытянуты субиндивиды по оси L_4, выходящей в вершинке и перпендикулярной плоскости нара-

стания, а уплощены по оси L_4, перпендикулярной плоскости срастания (100), что придает им таблитчатый облик. Вершины субиндивидов имеют четыре эктаэдрические грани, покрытые тонкой индукционной штриховкой, и четыре непрямолинейных ребра. Два ребра, лежащие в плоскости, перпендикулярной к плоскости срастания субиндивидов, — короткие, а два других, параллельных плоскости срастания, в несколько раз длиннее. Швы срастания субиндивидов, расположенные во входящих углах, не строго параллельны между собой. Многоглавые вершинки шестоватых индивидов магнетита нередко искажены и в плане имеют чечевицеобразную форму или форму четырехугольников с выпуклыми и вогнутыми сторонами (рис. 1 д, е, ж; 2).

Рис. 2. Многовершинная головка индивида магнетита первой генерации. Увел. 20.

В продольном сечении видно, что магнетитовые корочки, выстилающие пустоты, состоят из агрегатов двух генераций этого минерала (рис. 3). На некотором этапе роста головки сростков шестоватых индивидов магнетита первой генерации покрываются корочкой нерудных минералов (черное), затем рост продолжается, консервируя синхронную для всей полости корочку — слой, покрывающий агрегат. На некотором этапе появляется магнетит нового зарождения [3,4], индивиды которого развиваются совместно с продолжающим рост магнетитом первой генерации. Далее возникают массовые зарождения — выпадение из пересыщенного раствора кристаллитов и, возможно, тонких осколков магнетита, что приводит к формированию шестоватого мелкокристаллического агрегата магнетита второй генерации (рис. 3), который образует «ячеисто-пластинчатую» поверхность корочки, отмеченную выше.

Рассматривая продольный срез шестоватых индивидов магнетита первой генерации, наблюдаем зональный рисунок типа «елочка», иногда зонально-секториальное строение и «расщепленные» индивиды-сростки, приобретающие суммарный сложно-зональный узор, одной из харак-

терных особенностей которого является наличие входящих углов (рис. 4 а, 5). На стадии параллельно-шестоватого роста проявляются различные типы зональности: послойно-незамкнутая, плоско-ступенчатая, «крустификационная» или вершинная [32]. Наблюдается сферическая ритмичность, связанная с периодическим проявлением условий

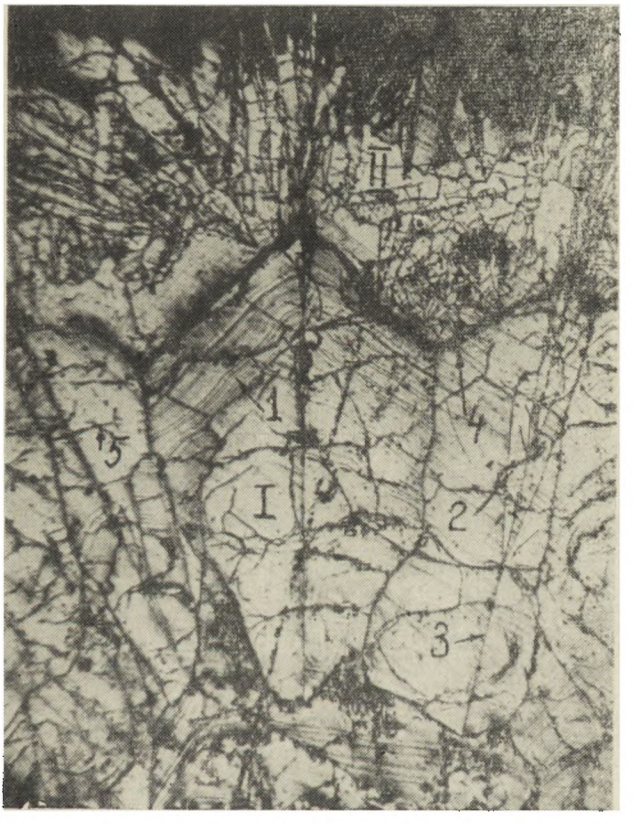


Рис. 3. Продольный срез шестоватых агрегатов магнетита двух генераций: I — магнетит первой генерации; II — магнетит второй генерации; *1* — «волнистая» зональность роста; *2* — клиновидные субиндивиды «расщепленных» кристаллов; *3* — швы срастания субиндивидов; *4* — корочки нерудных минералов; *5* — трещинки деформаций

растворения и роста, которая иногда неправильно истолковывается, как признак колломорфной структуры и участия в формировании минерала коллоида.

В сложении индивидов нами наблюдалось от двух до шести субиндивидов первого порядка, которые в свою очередь «расщеплялись» на субиндивиды второго и т. д. порядков. Отклонение субиндивидов от оси L_4 главного индивида может достигать величины от нескольких минут до 10°. Субиндивиды на некоторых интервалах разделены четкими границами, которые при дальнейшем росте могут зарастаться и сменяться сплошными общими для нескольких субиндивидов зонами с сохранением суммарного сложно-зонального рисунка, характерного для инди-

вида-хозяина в целом (рис. 4 а). Возникновение и зарастание субиндивидов в процессе формирования индивида происходит неоднократно от стадии зарождения до завершения роста. Однако, как правило, раз появившись, субиндивиды первого порядка сохраняются в рисунке

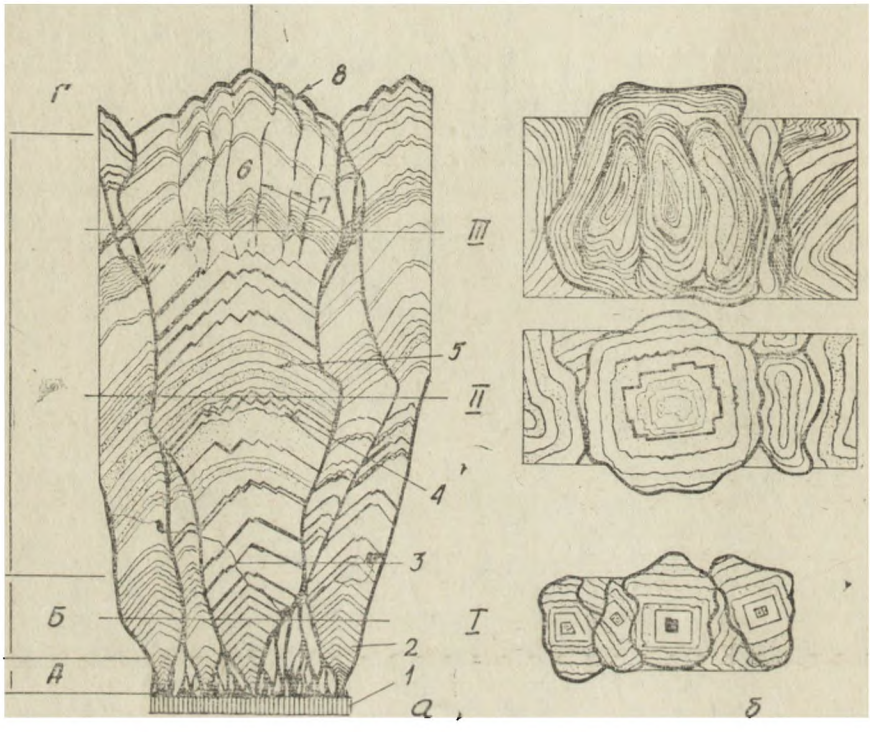


Рис. 4. Схематичный облик внутреннего строения некоторых многовершинных шестоватых индивидов магнетита:
а — срез, параллельный вытянутости шестоватых индивидов: *А* — зона зарождения и геометрического отбора; *Б* — зона друзового роста; *В* — зона параллельно-шестоватого роста и расщепления; *Г* — стадия формирования многовершинных головок. *1* — субстрат; *2* — послойно-незамкнутая зональность; *3* — плоско-ступенчатая зональность; *4* — вершинная зональность; *5* — контуры поверхностей растворения; *6* — субиндивиды; *7* — границы между субиндивидами (швы срастания); *8* — идиоморфные головки субиндивидов. Увел. 100;
б — внутреннее строение в поперечных срезах на трех разных уровнях (I, II, III) шестоватого индивида. Увел. 100

внутреннего строения кристалла-хозяина до конца его развития (рис. 7), что находит также свое выражение в образовании многовершинной головки. Таким образом, появление субиндивидов(расщепление, первичная мозаичность, выпадение из раствора кристаллитов того же магнетита) процесс спорадический, проявляющийся на различных этапах формирования минерального индивида.

В ряде случаев наблюдались в продольных разрезах картины зонально-секториального строения шестоватых индивидов магнетита, а с другой стороны, по-видимому, нельзя исключить возможность механического двойникования, что может выражаться в появлении клиновидных «выколок» субиндивидов (рис. 3, 6). Пирамиды разных простых форм <III> и <110> и сросшиеся индивиды выявляются благодаря

анизотропии травления и наличия четких прямолинейных, иногда ступенчатых швов срастания.

Субиндивиды разных порядков обладают зональностью роста, которая по отношению к зональности главного индивида является зональностью второго, третьего и т. д. порядков. Субиндивид «n» порядка будет обладать зональностью порядка «n+1», т. е. на порядок выше, чем

Рис. 5. Картина внутреннего строения шестоватого «расщепленного» индивида магнетита в продольном срезе. На разных этапах формирования количество субиндивидов колеблется от 2 до 6. Многовершинная головка на последних этапах зарастается одной общей зональностью и индивид имеет обычную октаэдрическую головку. Увел. 120.

порядок субиндивида. Ритмическое отложение синхронных слоев вещества магнетита наблюдается почти на всем протяжении полости, что прослеживается по зональному узору индивидов на одном уровне, где зона или пачка зон от индивида к индивиду и субиндивиду сохраняет морфологическое своеобразие (рис. 5, 6). Под морфологическим своеобразием мы понимаем оригинальный, отличный чем-либо от соседних зон (ритмов) индивидуальный облик той или иной зоны, группы зон (ритмов), который выражен в различной пористости, степени деформированности, отражательной способности, травимости реагентами и т. д. Эти качественные и количественные отличия связаны, с одной стороны, с изоморфными, главным образом MgO примесями и тончайшими меха-

ническими включениями гематита, шпинели, хлорита и, с другой, характером тонкого сложения самих зон и степенью их преобразования. Генетически эти различия являются производными от пульсационно

Рис. 6. Сросток субиндивидов магнетита (I и II) по (100) с резко различной анизотропией травления, что объясняется их ориентировкой. Шов срастания имеет в срезе прямолинейно-ступенчатый профиль. Увел. 120

изменяющихся и всегда несколько различных от зоны к зоне условий кристаллизации, отмеченных при исследовании синхронности зон для кварца [6].

Поперечные срезы на различных уровнях демонстрируют последовательность развития и смены морфологических типов зональности от зародышевой части до головки индивида и своеобразный неравномерно-концентрический зональный узор с волнистыми контурами (рис. 4 б, 8). В рисунке индивида наблюдается несколько концентров (рис. 9), образованных зональностью вокруг выходов L_4 субиндивидов. По периферии возникает общая сплошная, не полностью облекающая индивид, зональность, объединяющая рисунок внутреннего строения индивида, который напоминает узор из горизонталей на плане холмистой местности (рис. 9). Иногда в рисунке внутреннего строения индивида-сростка четко проявляются швы срастания субиндивидов.

Представления о минералах, как сростках многих неделимых (субиндивидов), ориентированных взаимопараллельно с кристаллом-хозяи-

ном или отклоняющихся от такого положения в той или иной степени, развивались в русской минералогической школе, начиная с работ Н. И. Кокшарова (1863, 1876), Н. В. Ерофеева (1871), А. Н. Карножицкого (1891, 1896) и разрабатываются далее в трудах многих авторов [1, 2, 5, 13, 15, 16, 17, 18, 19, 34, 35 и др.].

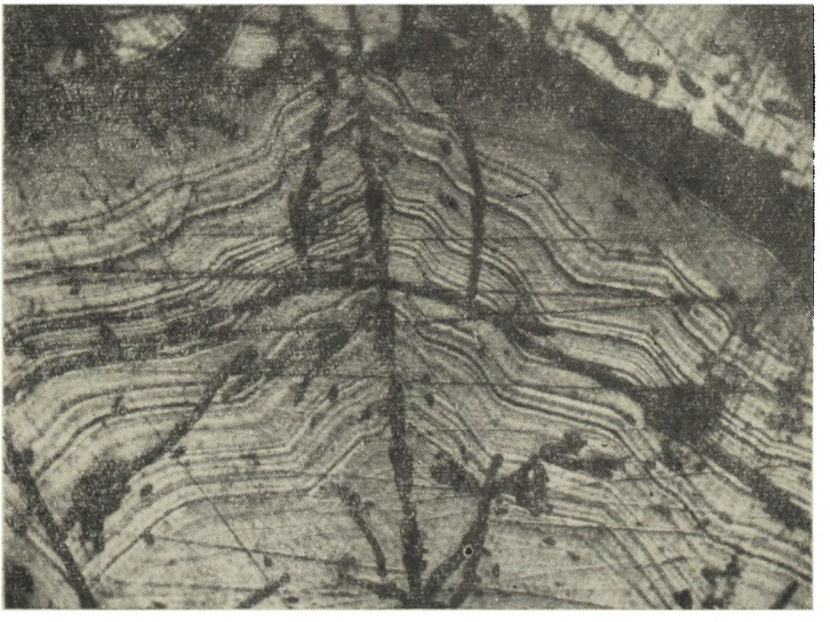


Рис. 7. «Волнообразная» вершинная зональность приводит к появлению многовершинных индивидов. Зональность представляется «сплошной», границы раздела между субиндивидами отсутствуют. Увел. 200.

В первом возможном случае возникновения многовершинных индивидов в момент выпадения кристаллитов магнетита, их разрастания, геометрического отбора и друзового роста происходит обрастание двух или более приблизительно параллельно ориентированных соседних индивидов общей зоной (слоем) вещества. В дальнейшем такой многоглавый сросток развивается как единое целое, причем наблюдается опережающий рост и ориентирующее влияние одного из индивидов — «кристалла-хозяина». Во втором случае появление многовершинного индивида связано с развитием плоско-ступенчатой зональности полицентрического роста [27] и последующим увеличением неравномерности роста граней, прилегающих к головке кристалла. Этот случай реализуется также и на стадии параллельно-шестоватого роста. В третьем случае на любой стадии развития индивидов может появиться вершинная («крустификационная») зональность роста [32] с последующим неравномерным разрастанием вершинок субиндивидов и появлением картины расщепления кристалла [25, 30]. Возникновение вершинной зональности может быть обусловлено или выпадением магнетита на грань кристалла-хозяина с последующим развитием отдельных субиндивидов, или природным травлением поверхностей граней индивида с появлением бугорков растворения, которые являются потенциальными зародышами для субиндивидов вершинной зональности. Перечисленные способы появления многовершинных индивидов могут спорадически реализоваться на разных этапах развития зерна, создавая «аномальный» узор внутрен-

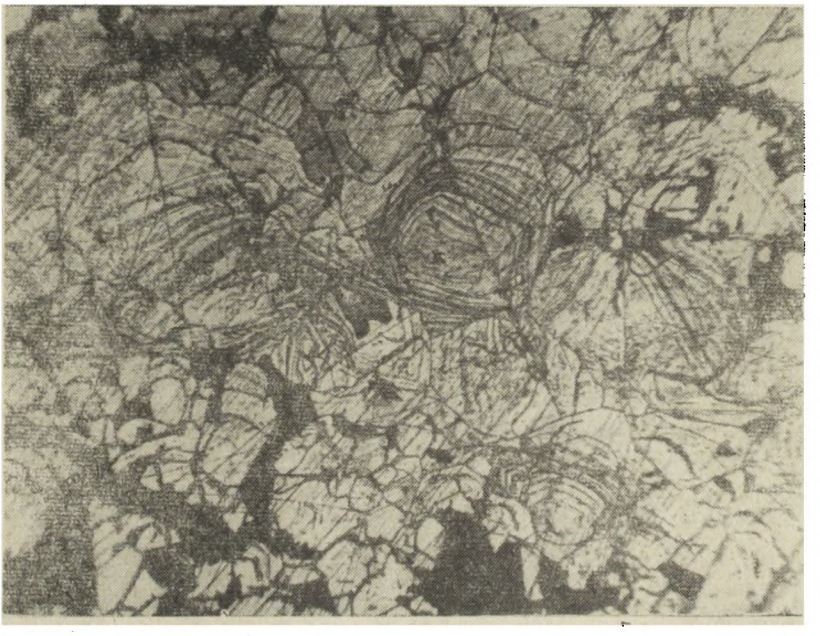


Рис. 8. Картина внутреннего строения агрегата шестоватых индивидов магнетита при грануломорфном росте в срезе, поперечном их удлинению. Увел. 60

Рис. 9. Сложнозональное многоглавое зерно магнетита в разрезе, поперечном удлинению, состоящее из нескольких субиндивидов. На данном уровне среза наблюдается несколько субиндивидов с обособленными центрами и зональностью, сливающейся в один узор. Увел. 240

него строения. Два последних случая реализуются в основном на этапах друзового и шестоватого роста, в то время как первый случай зарождения характерен для этапа геометрического отбора.

Касаясь условий образования многовершинных индивидов, отметим, что растворы, из которых кристаллизуются в полостях корочки коршуновского магнетита содержат железо, магний и кремний, являющиеся местными, мобилизованными и переотложенными растворами поздних стадий минерализации из «первичных руд». В ходе кристаллизации периодически происходят резкие колебания пересыщения раствора, что фиксируется в выпадении зародышей — кристаллитов магнетита и хлорита, признаками растворения и регенерации. Магнетит из полостей, судя по экспозиции травления, содержит 1—2% MgO [23]. Стесненные условия роста индивидов магнетита способствуют развитию параллельно-шестоватых и сферолитовых агрегатов.

Физико-химические условия и история формирования приводят к резким колебаниям количества индивидов и субиндивидов всех порядков на разных этапах развития параллельно-шестоватых агрегатов многовершинных кристаллов коршуновского магнетита. Огромное количество зародышей (кристаллитов) этапа зарождения сменяется значительно меньшим (в сотни раз) количеством индивидов, растущих на этапе геометрического отбора, друзового и шестоватого роста. Количество субиндивидов возрастает в десятки раз с развитием процесса «расщепления» и первичного блокования. Масштабы колебаний будут еще более поразительными, если принять во внимание такие явления, как развитие вершинной и плоско-ступенчатой зональностей полицентрического роста, когда каждая «вершинка» или «ступенька» является субиндивидом высшего порядка, т. е. количество субиндивидов снова возрастает в сотни раз. С другой стороны, количество субиндивидов всех порядков может резко уменьшаться на отдельных этапах эволюции индивидов до полного их зарастания с появлением «общей» перекрывающей волнистой зональности (рис. 7). Таким образом, степень агрегации, видимо, зависит от энергетической обстановки кристаллизации, при которой быстрый рост большей поверхности сростки или сложного индивида является более выгодной, благоприятствуя появлению многих центров неравномерного полицентрического и скелетного роста. Уменьшение энергии кристаллизации, более медленный рост и незначительные пересыщения приводят к зарастанию субиндивидов и возникновению облекающей послойно-замкнутой или послойно-незамкнутой зональности тангенциального роста.

В скарнах и метасоматитах образование крустификационных корочек и индивидов магнетита, подобных нашим, связано с наложением на руды поздних гидротермальных процессов с возникновением полостей выщелачивания, перекристаллизацией и переотложением первичных руд. Условия стесненной кристаллизации в открытых полостях, спорадические значительные пересыщения растворов, небольшая глубина и температура формирования приводят к появлению неравномернозернистых друзовых параллельно-шестоватых и сферолитовых агрегатов магнетита. Сходные морфологические элементы и совместное нахождение указывают на генетическое родство и последовательные эволюционные переходы между такими минеральными постройками, как друзовые, параллельно-шестоватые, сферолитовые, оолитовые агрегаты; «расщепленные» и первично блоковые кристаллы, сростки и двойники.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аншелес О. М. Рост кристаллов за счет возникающих около них зародышей. Учен. зап. Ленинград. ун-та, сер. геол.-почв. 1937, № 16.

2. Вазбуцкий Г. Л. Что такое субиндивиды? Зап. Всесоюзн. мин. общ. 1955, ч. 84, вып. 2.

3. Григорьев Д. П. Генерации и зарождения минералов. Мин. сб. Львов. геол. общ., 1949, № 3.

4. Григорьев Д. П. Что известно о зарождении минералов? Зап. Всесоюзн. мин. общ., 1951, ч. 80, вып. 1.

5. Григорьев Д. П. Онтогения минералов. Изд-во Львовского ун-та, 1961.

6. Григорьев Д. П., Буканов В. В., Маркова Г. А. Синхронизация процессов кристаллизации по зональности кристаллов. Докл. АН СССР, т. 185, 1969, № 5.

7. Ерофеев М. В. Кристаллографические и кристаллооптические исследования турмалинов. Зап. СПБ. мин. общ., 1871, ч. II, серия 4.

8. Жабин А. Г. Морфология и генезис параллельно-шестоватых агрегатов минералов. Зап. Всесоюзн. мин. общ., 1958, ч. 87, вып. 5.

9. Карножицкий А. Н. Кристаллооптические исследования турмалина. Зап. СПБ. мин. общ., 1891, ч. 6.

10. Карножицкий А. Н. Уродливость в неорганическом мире. Научн. обзор, 1896, № 2.

11. Кокшаров Н. И. Лекции по минералогии. СПБ., 1863.

12. Кокшаров Н. И. Предмет минералогии, краткая ее история, кристаллы как настоящие индивидуумы неорганической природы. Зап. СПБ. мин. общ ., 1876, ч. 10, вторая серия.

13. Кузнецов В. Д. Кристаллы и кристаллизация. Изд. технико-теоретич. литер. М., 1954.

14. Куликов Б. Ф., Мокиевский В. А. Расщепленные кристаллы пирита в рудах Качканарского магнетитового месторождения. Зап. Всесоюзн. мин. общ., ч. 89, 1960, вып. 3.

15. Леммлейн Г. Г. О взаимодействии срастающихся кристаллов порфировидного кварца. Тр. ин-та кристаллографии АН СССР, 1930, вып. 4.

16. Леммлейн Г. Г. Кристаллографическое исследование кварца с горы Сура-Из (Полярный Урал). Кн., «Полярный Урал», Уральская серия СОПСа и петрографич. ин-та АН СССР, 1937, вып. 6.

17. Малкова К. М., Лхамсурэн Ж. К формированию кристаллов кварца из параллельных сростков. Зап. Всесоюзн. мин. общ., 1963, ч. 92, вып. 6.

18. Малкова К. М., Лхамсурэн Ж. О некоторой закономерности формирования кристаллов гипса. Зап. Всесоюзн. мин. общ., 1965, ч. 94, вып. 2.

19. Немец Д. Параллельные сростки кварца близ дер. Дальние Боры в Моравии (Чехословакия). Зап. Всесоюзн. мин. общ., 1954, ч. 83, вып. 3.

20. Павлов Н. В. Магномагнетитовые месторождения района Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. Тр. ин-та геол. рудн. месторожд., петрограф., минерал. и геохим., 1961, вып. 52, Изд. АН СССР.

21. Петрунь В. Ф. О мозаичном строении кристаллов кальцита. Тр. Криворож. горн. ин-та, сер. геол. и минерал., 1958, вып. 2.

22. Рундквист Д. В. О некоторых особенностях морфологии и внутреннего строения минеральных агрегатов оловорудных близповерхностных месторождений (на примере Хинганского оловорудного месторождения). Зап. Всесоюзн. мин. общ., 1958, ч. 87, вып. 4.

23. Сергеев В. Н. О шестоватых кристаллах магнезиоферрита из бассейна Нижней Тунгуски. Изв. высших учебн. завед. Геол. и развед., 1961, № 6.

24. Сергеев В. Н. О структурном травлении плавиковой кислотой некоторых минералов из классов окислов и силикатов. Зап. Всесоюзн. мин. общ., 1963_1, ч. 92, вып. 1.

25. Сергеев В. Н. Внутреннее сложение некоторых образований магнетита. Тр. Томского ун-та, сер. геол., 1963_2, т. 164.

26. Сергеев В. Н. Сферолитовые образования магнетита. Материалы по минер., петрограф. и пол. ископаемым Зап. Сибири и Красноярского края, Томское отделение, МОИП, 1965, вып. 3.

27. Сергеев В. Н. О неравномерном росте индивидов магнетита в рудах Калиостровского месторождения (Хакассия). Генезис мин. индивид. и агрегатов, 1966, «Наука».

28. Сергеев В. Н., Кузьмин А. М. Структуры роста и растворения зерен магнетита. Генезис мин. индивид. и агрегатов, 1966_1, «Наука».

29. Сергеев В. Н., Кузьмин А. М. Внутреннее строение и генезис минеральных индивидов на примере магнетита. Мин. сб. Львов. ун-та, 1966_2, № 20, вып. 4.

30. Сергеев В. Н., Кузьмин А. М. О внутренней морфологии кристаллов магнетита. Зап. Всесоюзн. мин. общ., 1966_3, ч. 95, вып. 3.

31. Сергеев В. Н. Значение исследований внутреннего строения минеральных индивидов. Мин. сб. Львов. ун-та, 1967, № 21, вып. 4.
32. Сергеев В. Н. Строение натечных и скелетных агрегатов магнетита в железорудных скарнах Горной Шории и Хакассии. Онтогенетические методы изучения минералов. 1970, «Наука».
33. Шафрановский И. И., Григорьев Д. П. О поверхностях соприкосновения кристаллических индивидов. Зап. Всесоюзн. мин. общ., ч. 77, 1948, вып. 3.
34. Шубников А. В. Как растут кристаллы. Изд-во АН СССР, 1935.
35. Шубников А. В. Образование кристаллов. Изд-во АН СССР, 1947.
36. Юшкин Н. П. Морфология и рост расщепленных кристаллов целестина. Генезис мин. индивид. и агрегатов, «Наука», 1966.
37. Grigorev D. P. Wachstum und Formen der Minerale. Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss. Lagerstättenf. 13-3. Berlin, 1968.
38. Lehmann O. Die neue Weit der flüssigen Kristalle und deren Bedeutung für Physik, Chemie, Technike und Biologie. Leipzig, 1911.
39. Popoff B. Sphärolithenbau und Strahinugs Kristallisation Latv. farm. zuren. Riga, 1934.
40. Seifert H. Über Zwillingslamellen von Magnetit. Cbl. Min., A, 1926.
41. Sudsuku T. On the internal structure of pyrite. «Sci. Rep. Tohoku Univ». 1962, ser. 38, pp. 69—136.

ТРУДЫ ТОМСКОГО ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА им. В. В. КУЙБЫШЕВА

Том 239 1976

МАГНЕТИТЫ ИНСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (Горный Алтай)

Ю. В. ИНДУКАЕВ

В последнее время изучению магнетита различного генезиса уделяется очень много внимания. Этому вопросу посвящены работы Н. В. Павлова и И. И. Чупрыниной, В. В. Ляховича, В. А. Вахрушева, Л. Н. Овчинникова и других. То большое внимание, которое уделяется магнетиту, объясняется тем, что этот минерал, образуясь в различной термодинамической обстановке и входя в состав разнообразных пород и руд, может служить индикатором для расшифровки многих геохимических, петрологических и минералогических проблем.

Как известно, магнетит является основным рудообразующим минералом и полезным компонентом руд почти всех контактово-метасоматических месторождений железа Алтае-Саянской области. Однако, отлагаясь в различные этапы контактово-метасоматического процесса, он встречается в разнообразных парагенезисах, характеризуется разным соотношением окисного и закисного железа, включает в свою решетку разнообразные элементы примеси и имеет некоторое различие как в физических, так и в химических свойствах.

С целью детального изучения магнетитов, образующихся в различные этапы контактово-метасоматического процесса, было выбрано Инское железорудное месторождение в Горном Алтае.

Инское железорудное месторождение располагается на северном склоне Тигирекского хребта, по обеим сторонам р. Ини, крупного левого притока р. Чарыша. Месторождение располагается в пределах вытянутого в субширотном направлении габбро-диабазового комплекса $Д_3$-C_1 возраста [4, 5], который прорывает вулканогенную толщу среднего девона и приуроченного к мощной тектонической зоне смятия аналогичного простирания. Месторождение связывается с этим интрузивным комплексом не только пространственно, но и генетически и относится к контактово-метасоматическому типу, имея сложный минералогический состав.

Формирование месторождения происходило в четыре этапа: 1) этап магматического замещения (образование магнезиальных скарнов), 2) этап контактового метаморфизма (ороговикование), 3) этап щелочного метасоматоза (альбитизация), 4) пневматолито-гидротермальный этап.

Магнетит на месторождении представлен тремя генерациями, которые образуются в разные этапы контактово-метасоматического процесса. Так, например, магнетит I пространственно и генетически связан с магнезиальными скарнами и формируется в этап магматического

замещения. Этот магнетит пользуется локальным распространением и роль его в общем количестве промышленных руд незначительна. Он имеет только минералогическое и генетическое значение.

Магнетит II образовался в пневматолито-гидротермальный этап, в рудную стадию, после того, как были сформированы гранат-пироксеновые скарны и произошло отложение основной массы гидросиликатов. Эта генерация магнетита слагает всю массу промышленных рудных тел месторождения.

Магнетит III тесно связан с процессом переотложения более ранних генераций и имеет чисто минералогическое значение.

После формирования габбро-диабазового комплекса и проявления контактово-метасоматического процесса, в одну из стадий которого были образованы промышленные магнетитовые руды месторождения, происходило становление Тигирекского гранитного массива. Это привело к проявлению интенсивного динамо-термального метаморфизма и новых метасоматических процессов в пределах рудной зоны Инского месторождения. Процессы метаморфизма видоизменили минералогический состав, структуры и первичный облик пород месторождения и привели к образованию большого количества новых петрографических разновидностей. В результате наложения метаморфизма на руды происходит видоизменение их структуры и отчасти меняется первичный облик. Все это очень сильно усложнило геологическое строение, петрографический состав пород и структурно-текстурные особенности руд и скарнов месторождения. В одну из стадий процесса минералообразования, связанного со становлением Тигирекского интрузива, происходит образование ортита и магнетита IV.

Магнетиты разных генераций отличаются друг от друга по возрастным взаимоотношениям, парагенезису, характерным ассоциациям, форме проявления и агрегатного состояния, примесям редких элементов, особенностям внутреннего строения зерен и кристаллов и по величине ребра (a_0) элементарной ячейки. Для наглядности и краткости изложения перечисленные отличительные признаки, характерные для той или иной генерации магнетита, сопоставлены в табл. 1, 2, 3, 4.

Из приведенной табл. 2 видно, что магнетит II разделен на две разновидности. Это связано с тем, что слагая основную массу промышленных руд месторождения, он, подобно сульфидам и нерудным минералам, испытал в различной степени метаморфизм со стороны Тигирекской пострудной гранитной интрузии. Это отразилось на его физических и химических свойствах. Исходя из этого, при рассмотрении магнетита II мы вынуждены неметаморфизованный магнетит отнести к первой разновидности, а метаморфизованный — ко второй.

Как видно из табл. 2, 3, в магнетитах Инского месторождения, кроме Fe, присутствует еще 20 элементов. Часть этих элементов (Si, Ca, Na, K и др.) входят в пробы магнетитов в виде механических примесей. Присутствие этих элементов обусловлено наличием различных силикатов, с которыми магнетиты тесно срастаются и постоянно ассоциируют. Другая часть элементов (Ti, Mn, Ni, Mg, Sc, Pb, Mo, As, Co, Zn, Cr, V, Ga, B) входит в кристаллическую решетку магнетитов в виде изоморфных примесей.

Магнетит, как известно, кристаллизуется в структурном типе шпинели, относясь ко второму, так называемому «инвертированному» типу. Инвертированный тип структуры магнетита определяет взаимодействие ионов Fe^{3+} с Fe^{2+}, что, в свою очередь, обусловливает магнитные свойства этого минерала [6].

Таблица 1

№ п/п	Признаки различия	Магнетит I	Магнетит II	Магнетит III
1	Возрастные взаимоотношения	Людвигит - магнетитовые руды, сложенные магнетитом I, рассекаются и замещаются гранат-пироксеновыми скарнами и связанными с ними магнетитовыми рудами, которые представлены магнетитом II	Метасоматически разъедает и замещает альбит, диопсид, роговую обманку II, гранат, эпидот I и II и актинолит I. Кроме того, пересекает людвигит, магнетит I. Сам магнетит II пересекается прожилками магнетита III, эпидота III, флогопита и др.	Рассекает в жилках альбит, гранат, пироксены, актинолит I и II, эпидот II и III, роговую обманку II и III и магнетит I и II. Сам магнетит III пересекается жилками пирита I и II, халькопирита I и II, хлорита, серпентина, гематита и др.
2	Парагенезис. (Сонахождение магнетита с другими минералами, обусловленное их одновременным образованием, как продуктов одной и той же стадии одного процесса)	Магнетит I, людвигит	Магнетит II, гастингсит, актинолит II, апатит II и реже мушкетовит I	В виде кристаллов приурочен к участкам скарна, сложенным кальцитом и хлоритом. Как продукт разложения пирротина, халькопирита и пирита приурочен к участкам скарна, сложенным сульфидами. Магнетит III, флогопит, тремолит II, антофиллит, актинолит III, турмалин, людвигит II, арсенопирит. Магнетит III, хлорит, кальцит и сульфиды
3	Характерные ассоциации разновременных минералов	Хлорит, кальцит, пирит, пирротин и реже халькопирит, пироксен, хондродит, форстерит, шпинель, арсенопирит и другие	Гранат, пироксен, гематит I, актинолит II, эпидот I, роговая обманка II и III, флогопит II, хлорит, кальцит I, II и III, сульфиды, реже серпентин и другие	Амфиболы разных генераций, пироксен, хлорит, эпидот III и IV, кальцит II и III, пирит, халькопирит и пирротин
4	Форма проявления	Гнездообразная вкрапленность в людвигитовых и людвигит-пироксеновых скарнах	Жилообразные, линзообразные и неправильные тела, а также вкрапленность в скарнах и других измененных породах	Наиболее типичной формой проявления являются неправильные прожилки различной мощности, а также встречаются неправильные скопления. Кристаллы в виде ромбододекаэдра {110} с зачаточными гранями октаэдра. В виде {110}, реже октаэдра {111} и в виде комбинации {110} и {111}, почти с одинаковым развитием граней. Каймы и прожилки в сульфидах

5	Пространственная приуроченность	К людвигитовым и людвигит - пироксеновым скарнам, развиваясь среди них	К пироксеновым, пироксен-гранатовым и гранатовым скарнам, развиваясь среди них	К гнездам, неправильным обособлениям и жилкам флогопита, тремолита II, актинолита III, роговой обманки III, людвигита II, антофиллита и турмалина I, которые развиваются в пироксеновых и гранат-пироксеновых скарнах
6	Форма агрегатов	Плотные тонкозернистые массы	В виде сливной тонко- и мелкозернистой массы. Иногда порфировидного строения	1. К гнездам и жилкам хлорита, кальцита, развитым среди скарнов 2. К гнездам и жилкам сульфидов, развитых среди скарнов 3. Зернистые агрегаты и кристаллы. Неразличимозернистая масса, слагающая каймы и прожилки
7	Особенности внутреннего строения зерен и кристаллов, выявленные травлением	Сложное строение зерен неопределенной формы. В разностях, взятых из канав и подвергнутых окислению, решетчатая структура замещения магнетита гематитом. Иногда выявляется спайность, зональность реликтовая и реже полисинтетические двойники.	Выделяется структура агрегатов. Выявляется дробленность зерен, а в отдельных случаях шестиугольные и ромбовидные срезы. В некоторых зернах выявляется зональное строение. Иногда выявляются пластинчатые параллельно ориентированные образования, принадлежащие, по-видимому, и трещинкам отдельностей. Четко выявляются взаимоотношения между магнетитом II и мушкетовитом I и порфиробластовая структура. Иногда двойники по {111}, нередко с искривленными табличками, а также полисинтетические. Редко совершенная по {111} спайность. Отмечаются микробрекчиевые текстуры, а в зернах магнетита появляются треугольники выкрашивания «решетки» трещинок, ориентированных по плоскостям октаэдра. Выявляются коррозионные и некоторые характерные структуры окисления руд, следы растворения и замещения магнетита II поздними минералами. В метаморфизованных разностях магнетита II выявляются гранобластовая и порфиробластовая структуры мономинерального агрегата, мозаичная структура распада, формы грануляции и перекристаллизации	Выделяется структура агрегатов с более четкими границами зерен, трещинки дробления и реже полисинтетические двойники. В некоторых кристаллах выявляется внутреннее строение

В магнетите восемь ионов Fe^{3+} занимают восемь тетраэдрических пустот элементарной ячейки, тогда как остальные восемь ионов Fe^{3+} совместно с восемью ионами F^{2+} в статистическом распределении заполняют 16 октаэдрических пустот. Постоянная решетки магнетита определена в 8,41 Å, расстояние между ионами Fe^{3+} составляет 2,97 Å, между ионами Fe^{3+} и Fe^{2+} —3,40 Å и между ионами Fe^{2+} —3,64 Å [6].

Преимущественно это ионные связи, причем допуск в отношении пространства, занимаемого ионами разных видов, сравнительно велик. Поэтому можно ожидать, что в решетку магнетита может входить значительное количество посторонних ионов, более или менее близких по размерам ионам Fe. Если принять, следуя В. М. Гольдшмидту, различие в радиусах замещающего и замещаемого ионов не больше 15%, то при радиусе Fe^{2+}=0,83 Å и Fe^{3+}=0,67 Å можно предположить в магнетите наличие следующих элементов: Mg^{2+}=0,78 Å, Ni^{2+}=0,78 Å, Co^{2+}=0,82 Å, Zn^{2+}=0,83 Å, Sc^{3+}=0,83 Å, Pb^{4+}=0,84 Å, Sn^{4+}=0,74 Å, Mn^{2+}=0,91 Å, Al^{3+}=0,57 Å, Cr^{3+}=0,64 Å, V^{3+}=0,65 Å, Mo^{4+}=0,68 Å, Ti^{4+}=0,64 Å, Ga^{3+}=0,62 Å и Cu^{2+}=0,71 Å. Исходя из этого, присутствие вышеперечисленных элементов в составе магнетита Инского месторождения вполне возможно и объяснимо. Вхождение этих элементов в решетку магнетита зависит от ряда факторов, многие из которых неоднократно отмечались в литературе.

Кобальт, никель, титан, ванадий, хром и марганец имеют не только сходные с железом ионные радиусы, но и сходную атомную структуру, при которой заполнение недостающих электронов уровня 3d происходит при неизменном внешнем слое 4S. Однако химическое сродство наблюдается только между Fe, Co, Ni. Сходство ионных радиусов у Ni^{2+} (0,78 Å) и Co^{2+}(0,82 Å) с Fe^{2+}(0,83 Å) обусловливает обогащение этими элементами кристаллической решетки магнетита.

Титан изоморфно замещает в решетке магнетитов Fe^{3+}(0,67 Å). Как показывают результаты химических и спектральных анализов инских магнетитов, титан в них содержится в самых различных количествах. Содержание титана в магнетите уменьшается с понижением температуры образования той или иной генерации. Различное содержание титана в магнетите является не случайным и, по-видимому, отражает специфику условий его образования. Если рассмотреть содержание Ti в магнетите Инского месторождения по данным химического анализа, то видно, что его количество колеблется от 0,54 до 0,10%.

Присутствие ванадия в составе магнетита также не случайно. Как отмечалось рядом авторов [12, 13], ванадий является непременным спутником титана. Он, как тень, следует за титаном и повторяет почти точно закономерности его распределения. Ванадий встречается там, где есть титан. По В. М. Гольдшмидту [13] и В. В. Щербине [12], ванадий входит в кристаллическую решетку магнетита, изоморфно замещая Fe^{3+}. Наиболее богаты ванадием более ранние генерации магнетита.

Согласно Л. Н. Овчинникову [8] Cr, так же как и ванадий, сопутствует титану. Он, по данным этого автора, характерен для магнетита месторождений, связанных со змеевиками, с габбро и амфиболитами. Характерен хром также для магнетита месторождений тектонических зон. Все связанное объясняет присутствие хрома в магнетитах I, II и III генерации и еще раз подтверждает связь магнетитового оруденения

Таблица 2

Химический состав магнетитов Инского месторождения

Окислы / № обр.	ГЕНЕРАЦИИ МАГНЕТИТОВ																
	Магнетит I	Неметаморфизованный магнетит II						Метаморфизованный магнетит II							Магнетит III		
	5 К-1	И-52	С-134	С-83	С-61	С-58 И-882	С-132 И-779	С-7 И-2341	С-87 И-2232	С-67 гл. 13,7	С-136 И-106а	С-103 И-2356	С-147 К-1734	С-197 К-1644	С-7	С-134	С-147
SiO_2	0,72	0,50	—	—	—	—	—	0,76	0,84	0,38	0,34	0,32	0,23	0,25	0,22	0,34	—
TiO_2	0,08	0,11	0,47	0,41	0,31	0,31	0,54	0,21	0,12	0,10	0,18	0,12	0,37	0,29	0,26	0,17	0,37
Al_2O_3	0,54	1,24	1,25	1,31	0,92	1,26	1,09	0,36	0,35	0,72	0,85	0,93	0,92	1,19	1,61	1,54	1,43
Fe_2O_3	69,09	69,13	68,08	69,32	69,59	69,19	68,28	66,83	66,40	66,62	66,98	66,76	66,19	66,98	65,05	64,82	65,10
Cr_2O_3	сл.	сл.	0,022	0,032	0,016	0,015	0,014	0,02	0,01	сл.	0,006	0,04	0,024	0,004	0,01	сл.	0,024
V_2O_5	сл.	0,015	0,037	0,054	0,050	0,042	0,018	0,05	0,06	0,04	0,01	0,01	0,05	0,02	0,005	0,01	0,05
FeO	25,88	29,08	28,95	28,93	28,95	29,09	28,94	30,35	30,36	30,49	30,48	30,87	30,17	30,22	33,18	33,46	33,28
MgO	2,97	0,54	0,98	0,40	0,36	0,26	0,51	0,27	0,18	0,37	0,29	0,21	0,32	0,40	0,03	0,20	0,32
MnO	0,07	0,11	0,20	0,20	0,31	0,20	0,13	0,25	0,28	0,22	0,29	0,22	0,46	0,37	0,12	0,05	0,14
CoO	0,009	0,004	0,009	0,005	сл.	0,004	0,004	сл.	0,004	сл.	0,003	0,003	0,02	0,004	0,01	0,01	0,02
ZnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,06	0,03	0,01	0,01	0,01	сл.	0,03	0,03	0,01	0,01	—	—
NiO	0,06	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	0,01	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	—	—	—
CaO	0,009	0,11	—	—	—	—	0,50	0,58	0,52	0,28	—	0,31	0,46	—	0,01	0,01	—
K_2O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,08	0,08	—
Na_2O	—	—	—	—	—	—	0,15	0,16	0,18	0,17	—	0,12	0,29	—	0,10	0,10	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,04	0,04	0,07
Сумма	99,50	100,84	99,04	99,69	100,5	100,37	100,20	99,84	99,20	99,29	99,42	99,91	99,51	99,75	100,72	100,63	100,80

с габбро-диабазовой интрузией, приуроченной к субширотной тектонической зоне. На подобную связь указывает Н. Г. Сумин [11].

Марганец, содержание которого в магнетитах колеблется от 0,05 до 0,46%, по данным химического анализа, и от 0,01 до 0,3%, по данным спектрального анализа, изоморфно замещает Fe^{2+}. Скандий в решетке магнетита изоморфно замещает Fe^{2+}, благодаря равенству их R_i(0,83 Å) и большей величине эка.

Галлий (Ga^{3+}) в решетке магнетита II изоморфно замещает Fe^{3+}.

Таблица 3

Результаты спектрального анализа магнетитов

Элементы	Генерации магнетита			
	магнетит I	неметаморфизов. магнетит II	метаморфизов. магнетит II	магнетит III
Si	0,1	1	0,5—1	0,5
Al	0,5	0,3—1	0,3—1	0,5—1
Ti	0,01—0,08	0,1—0,3	0,1—0,5	0,03—0,3
Mn	0,01—0,03	0,1—0,3	0,3—0,1	0,01—0,3
Mg	0,1—0,3	0,1—0,5	0,1—0,3	0,1—0,3
Ca	0,03—0,1	0,03—0,5	0,03—1	0,05—0,1
Ba	—	0,01—0,03	0,01—0,03	—
Ni	0,05	0,01—0,04	0,01—0,03	—
Co	0,009	сл. —0,03	сл. —0,003	0,001—0,01
Zn	0,01—0,03	0,01—0,03	0,1—0,003	0,1—0,05
V	0,001	0,01—0,003	0,01—0,003	0,001—0,003
Cu	—	0,001—0,003	0,001—0,003	0,003— сл.
Cr	0,001	0,01—0,003	0,001—0,01	сл.
Gd	—	сл. —0,003	0,003—0,001	—
Sc	0,001	сл. —0,003	сл.	—
B	0,01—0,001	—	—	0,001
Sn	—	—	—	0,003— сл.
Pb	—	—	—	0,01—0,03
Mo	—	—	—	0,001—0,003
As	—	—	—	0,01—0,03

Наряду с перечисленными признаками различия, магнетиты разных генераций хорошо отличаются друг от друга по величине ребра (a_0) элементарной ячейки. Для наглядности все значения a_0, полученные для магнетитов различных генераций, сведены в табл. 4.

Как видно из табл. 4, магнетиты, образованные в разные этапы и стадии формирования месторождения, обладают различной величиной (a_0) ребра элементарной ячейки. Колебание величины a_0 у магнетитов различных генераций связано с разницей в процентном содержании элементов примесей (табл. 2 и 3). Общее количество и качество элемен-

тов примесей, входящих в решетку магнетита, является функцией той физико-химической обстановки, в которой сформировался магнетит той или иной генерации. Из сказанного становится ясно, что разнообразные

Таблица 4

№ п. п.	Генерация магнетита	Значения a_0 (в Å)		
1	Магнетит I	8,39442	8,39443	—
2	Неметаморфизованный магнетит II	8,40163	8,40177	8,40410
3	Метаморфизованный магнетит II	8,3932	8,3961	8,3989
4	Магнетит III	8,4017	8,4041	8,4072

варианты изоморфных замещений, наблюдаемые в решетке магнетитов различных условий образования, приводят к разным значениям величины a_0.

Согласно данным В. И. Михеева и И. Н. Стулова [7], группа шпинели представляет яркий пример изоморфизма, идущего по направлениям как двухвалентного, так и трехвалентного катиона. При таких замещениях структура химических соединений остается кубической, однако эти замещения сильно сказываются на размерах элементарной ячейки, которые являются функцией величины радиусов катионов. В. И. Михеев показал, что замещение R^{3+} катионов вызывает значительно большее изменение величины a_0 ячейки, чем замещение R^{2+} катионов.

Зависимость a_0 элементарной ячейки решетки магнетита от термодинамической обстановки существования этого минерала можно рассмотреть на примере двух разновидностей магнетита II. Так a_0 неметаморфизованного магнетита II изменяется в пределах от a_0=8,40163 до a_0=8,40410 Å. Разность в 0,00247 Å между величиной ребра элементарной ячейки магнетита с минимальным и максимальным значениями связана с разницей в процентном содержании элементов примесей. Расчет данных химического анализа для этой разновидности магнетита II (табл. 2) на молекулярный состав (табл. 5) и результаты спектрального анализа подтверждают вышесказанное. В частности, из табл. 5 видно, что магнетит содержит в своем составе от 90,49 до 93,36% магнетитовой молекулы, от 2,06 до 2,78% шпинели, от 0,46 до 2,98% магномагнетита, от 0,02 до 0,04% хроммагнетита, от 0,23 до 0,92% якобсита, от 0,02 до 0,07% кульсонита, от 0,04 до 0,11% треворита, 0,06—0,16% — франклинита, 0,23—1,39% — ильменита и от 1,64 до 3,9% — гематита. Из приведенного видно, что магнетитовая молекула составляет свыше 90% состава описываемого магнетита, а все остальные примеси представлены в незначительном количестве. Общая сумма минералов примесей, присутствующих в описываемом магнетите, изменяется от 6,94 до 9,51%. Присутствие гематита в описываемом минерале объясняется тем, что в некоторых случаях зерна магнетита в различной степени мартитизированы с образованием самых различных структур замещения.

В свою очередь метаморфизованная разновидность магнетита II характеризуется пониженными значениями ребра (a_c) элементарной ячейки (a_0=8,3932—8,3989 Å) по сравнению со значением «a_0» неметаморфизованной (a_0=8,40163—8,40410 Å). Кроме этого, метаморфизованная разновидность магнетита II содержит в своем составе по сравне-

Таблица 5

№ п/п	Номер. обр.	Молекулярный состав магнетита в %									
		магнетит $FeO \cdot Fe_2O_3$	шпинель $MgAl_2O_4$	магномагнетит $MgFe_2O_4$	хроммагнетит $FeCr_2O_4$	ильменит $FeTiO_3$	якобсит $MnFe_2O_4$	кульсонит FeV_2O_4	треворит $Ni(Co)Fe_2O_4$	франклинит $ZnFe_2O_4$	гематит Fe_2O_3
1	И-52	93,36	2,78	0,46	—	0,23	0,23	0,02	—	0,02	3,00
2	С-134	90,49	2,75	2,98	0,02	1,37	0,69	0,06	—	—	1,64
3	С-83	91,40	2,65	—	0,04	1,15	0,68	0,07	0,07	0,02	3,92
4	С-61	92,03	2,08	—	0,02	0,92	0,92	0,07	0,09	0,07	3,80
5	С-58 / И-882	92,80	2,06	—	0,01	0,90	0,68	0,07	0,11	0,16	3,20
6	С-132 / И-779	92,25	2,32	0,46	0,01	1,39	0,23	0,02	0,04	0,09	3,20

нию с неметаморфизованной разновидностью меньшее количество Al, Fe^{3+} и других (табл. 2, 3). Зато увеличивается содержание Fe^{2+}, то есть в процессе метаморфизма в иных термодинамических условиях, по отношению к первичной физико-химической обстановке кристаллизации магнетита II, происходит уплотнение решетки, изменяются соотношения между Fe^{2+} и Fe^{3+} и различными изоморфными примесями. Все это в конечном итоге сказывается на размерах ребра элементарной ячейки магнетита.

Таким образом, размеры элементарной ячейки (a_0) магнетита зависят от количества и качества изоморфных элементов примесей и от соотношения Fe^{2+} и Fe^{3+}. Эти факторы целиком и полностью зависят от той термодинамической обстановки, в которой формировался магнетит той или иной генерации. Это обстоятельство позволяет достоверно выделять генерации этого минерала, дает возможность правильно разобраться в истории формирования того или иного месторождения и решить ряд сложных минералогических, генетических и геохимических проблем.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борисенок Л. А. Распределение галлия в горных породах Советского Союза, «Геохимия», 1959, № 1.

2. Вахрушев В. А. Элементы-примеси в магнетитах железорудных месторождений Алтае-Саянской области. Сб. «Вопросы генетической и экспериментальной минералогии», изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1962.

3. Вахрушев В. А. Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области. М., 1963.

4. Вахрушев В. А., Соболев Н. А. О генетических связях железооруденения с интрузиями на Инском месторождении в Горном Алтае, «Геология и геофизика», 1963, № 11.

5. Кузнецов В. А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая. «Труды ИГ и ГСО АН СССР», вып. 13, 1963.

6. Ляхович В. В. Некоторые данные о составе акцессорного магнетита. «Труды ин-та минералогии, геохимии и кристалл. редких элементов», вып. 3, 1959.

7. Михеев В. И. Формула для вычисления ребра ячейки шпинелей. ДАН СССР, т. 101, 1955, № 2.

8. Овчинников Л. Н. Контактово-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. «Труды горно-геол. ин-та УФ АН СССР», вып. 39, 1960.

9. Павлов Н. А., Чупрынина И. И. О магномагнетитах как индикаторах глубинности оруденения. ДАН СССР, т. 104, 1955, № 2.

10. Соколов Г. А., Павлов Д. И. К геохимии титана в метасоматическом процессе. ДАН СССР, т. 142, 1962, № 2.

11. Сумин Н. Г. О некоторых особенностях скарновых минералов железорудных месторождений. «Труды минер. музея», вып. 6, 1954.

12. Щербина В. В. Распределение ванадия в титаномагнетитах и во вмещающих породах. «Труды СОПС АН СССР», сер. Урал., вып. 2, М., 1936.

13. Goldschmidt, Geochemische Verteilungsges, Bd. 55, 1925.

ТРУДЫ ТОМСКОГО ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА им. В. В. КУЙБЫШЕВА

Том 239 1976

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОЛЬФРАМА, МОЛИБДЕНА И МЕДИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

Ю. В. ИНДУКАЕВ

Алтае-Саянская горная система является одной из интереснейших рудных провинций СССР. Специфической особенностью этой области является исключительно широкое развитие контактово-метасоматических месторождений Fe, W, Mo, Cu, Au, Co.

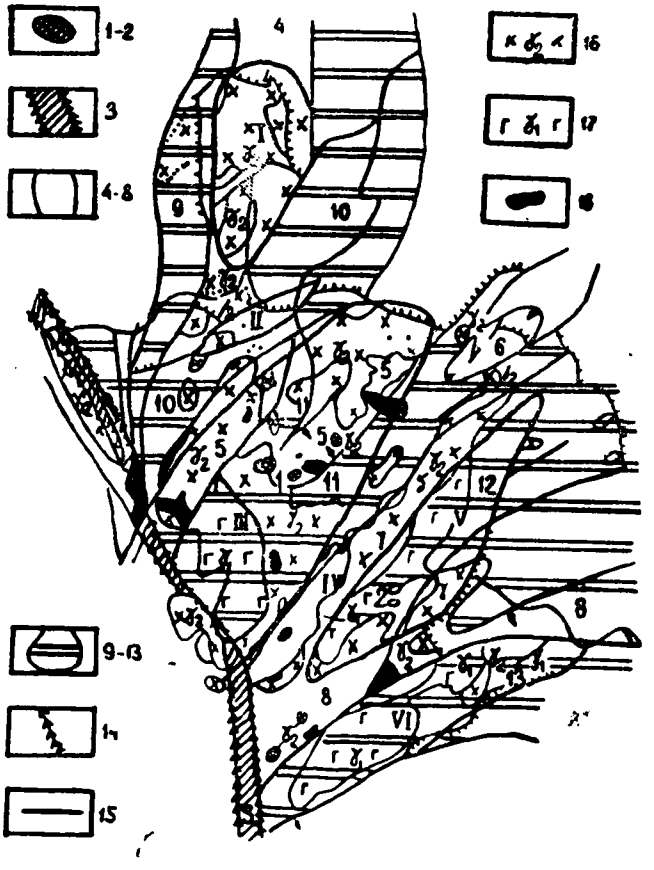
Не касаясь всех отмеченных элементов, остановимся на некоторых закономерностях образования контактово-метасоматических месторождений W, Mo и Cu. Как показали комплексные исследования этих месторождений, основная их масса сконцентрирована в пределах восточного склона Кузнецкого Алатау.

В пределах восточного склона Кузнецкого Алатау известно около 50 месторождений и проявлений меди, вольфрама и молибдена с преобладанием в рудах одного или двух из перечисленных элементов. Все характеризуемые месторождения сконцентрированы в следующих структурно-металлогенических зонах: Саралинской, Шипилинской, Белоиюсской, Тамалыкской, Уйбатской и Шорско-Саксырской (фиг. 1).

Саралинская зона структурно совпадает с Юзикской мегантиклиналью [10], имеет в плане овально вытянутую в меридиональном направлении форму и охватывает бассейны рек Печища, Среднего Печища, Сабула, Тяжина, Юзика, Саралы, Сухой Саралы, Таранжу. Она слагается осадочными образованиями Cm_1 и Cm_2, которые прорываются породами тыгертызского и в меньшей мере карлыгановского гранитоидных интрузивных комплексов. В этой зоне известны зоны шеелитоносных и магнетитовых скарнов с медной или золотой минерализацией. В целом для этой зоны характерна W—Mo металлогеническая специализация.

Белоиюсская зона протягивается в северо-восточном направлении от верховьев реки Томи до оз. Шира, где ограничивается разломами СЗ направления и отложениями девона. Зона приурочена к Батеневско-Белыкскому внутригеосинклинальному поднятию среди Сыйско-Сережского прогиба. Наиболее широким развитием в ее пределах пользуются интрузивные породы тыгертызского и карлыгановского комплексов. В центральной части зоны выходят синийские отложения, представленные гнейсами, сланцами и амфиболитами, по которым скарны развиты незначительно. Карбонатные породы кембрия особенно широким распространением пользуются в северо-восточной части зоны. Скарны локализуются в участках развития карбонатных толщ на контактах с интрузиями. Внутри зоны скарновые тела с оруденением размещаются

неравномерно, группируясь в рудные районы, узлы, поля. В пределах зоны выделяются Коммунаровско-Балахчинский и Улень-Туимский рудные районы, а в пределах последних — Балахчинский, Коммунаровский, Уленьский, Туимский и Карышский рудные узлы. В пределах указанных рудных узлов развиты не только скарны, но и другие генетические типы оруденения. Ведущие элементы зоны — W, Mo, Cu, Au, Fe и другие.



Фиг. 1. Схема расположения структурно-металлогенических зон восточного склона Кузнецкого Алатау (тектоническая схема дана по Д. И. Мусатову и А. П. Таркову, 1961 г.):
I — Саралинская, II — Шипилинская, III — Белоиюсская, IV — Тамалыкская, V — Уйбатская, VI — Шорско-Саксырская.
Выступы досинийского складчатого фундамента: *1* — Пихтерекский, *2* — Кульчазинский, *3* — Балыксинско-Козеюльская геосинклинальная троговая зона; геосинклинальные прогибы: *4* — Черноиюсский, *5* — Сыйско-Сережский, *6* — Калмачатский, *7* — Тамалыкский, *8* — Шорско-Тубинский, геосинклинальные поднятия: *9* — Инжульско-Ничкурюпское, *10* — Усинско-Чулымское, *11* — Июсско-Сонское, *12* — Азыртальское, *13* — Саксырско-Камешковское, *14* — глубинные разломы; *15* — крупные региональные разломы; *16* — широко дифференцированные (от габбро до гранитов) интрузии гранитоидов и сиенитоидов; *17* — очень слабо дифференцированные граниты; *18* — гипербазиты и габброиды

Тамалыкская зона протягивается от районов Юлинской группы скарнов до главного хребта Алатау и далее на юго-запад. Этой зоне соответствуют Тамалыкский и Шорско-Тубинский геосинклинальные

прогибы. В южной и юго-западной части зоны преобладают терригенно-вулканогенные толщи ($Sn—Cm_1$), сложенные диабазами, диабазовыми порфиритами и кремнисто-глинистыми сланцами, которые в северо-восточном направлении сменяются мраморизованными известняками и мраморами ($Cm_1—Cm_2$). Интрузивные породы представлены дифференцированными гранитоидами, сиенитами и габброидами. Медь — единственный широко распространенный элемент в скарнах зоны. Mo, Pb, Zn и другие элементы встречаются в пределах отдельных узлов.

Уйбатская зона характеризуется обилием дизъюнктивных нарушений при господствующем северо-восточном простирании. В юго-западной части значительное место занимают вулканогенные толщи, в центральной и северо-восточной — карбонатные породы. В СВ части зоны выделяется Азыртальское геосинклинальное поднятие. Скарнирование связано преимущественно с породами тыгертызского комплекса. По своей металлогенической специализации зона напоминает Белоиюсскую с ведущим редкоземельным оруденением. Для скарнов характерна слабая вольфрамоносность (шеелит) и золотоносность. Cu иногда образует значительные концентрации. Кроме того, в пределах Немирского рудного узла Шорско-Саксырской структурно-металлогенической зоны выделяются зоны шеелитоносных скарнов с молибденовым оруденением и золотоносными кварцевыми жилами.

Из анализа структурно-металлогенических зон видно, что все характеризуемые месторождения можно объединить в следующие рудные узлы: 1. Белоиюсский, 2. Туимский, 3. Карышский, 4. Уленьский, 5. Юлинский, 6. Темир-Дагский, 7. Камыштинский. Все они разбросаны на большой площади и подчиняются определенным закономерностям в локализации. Так, все названные рудные узлы пространственно тяготеют к крупным массивам гранитоидов (Улень-Туимскому, Тыгертызскому, Уйбатскому, Аскизскому), которые сформировались в средний этап салаиро-каледонского тектоно-магматического цикла (формация гранитоидных батолитов «пестрого» состава). Массивы гранитоидов размещаются в пределах ранее сформированного крупного геоантиклинального поднятия, сложенного существенно карбонатными толщами Sn—Cm. В пределах внутригеосинклинальных и приразломных (троговых прогибов) одновременно с формированием карбонатных толщ шло образование основных эффузивов, которые получили широкое развитие в северо-западной части рассматриваемой территории. С процессом поднятия территории восточного склона Кузнецкого Алатау в верхнем кембрии связано образование массивов гранитоидов. Все массивы вытянуты в направлении, близком к простиранию вмещающих пород, но, несмотря на это, они являются резко дискордантными по отношению к контактам этих структур.

Карбонатные толщи, вмещающие эти массивы, смяты в линейные и коробчатые складки, оси которых вытянуты в северо-восточном направлении. Крылья многих складок осложнены продольными, а также поперечными флексурами, часто переходящими в разломы. Состав интрузивных пород, слагающих массивы, колеблется от лейкократовых гранитов до габбро-диоритов и габбро.

При этом скарны охотнее развиваются по породам гранодиоритового и диорит-сиенитового состава. Реже скарнируются лейкократовые граниты.

Размеры интрузивных тел самые разнообразные — от крупных массивов площадью в несколько тысяч кв. км. (Тыгертызский, Уйбатский, Саралинский, Карлыгановский и др.) до мелких интрузивов общей площадью не более одного квадратного километра (в районе Сонского,

Юлинского и др. рудных узлов). Все массивы имеют отчетливо выраженное зональное строение. Так при прослеживании пород Тарбанского штока Улень-Туимского интрузива от центра к его периферии или породам кровли часто устанавливается постепенная смена от нормальных гранитов к адамеллитам и гранодиоритам, а от последних к кварцевым диоритам и монцонитам, диоритам, габбро или сиенитов к сиенит-диоритам и монцонитам. Если говорить в целом о названных массивах, то следует отметить, что их центральные части имеют более кислый состав, а периферические сложены средними и основными разностями пород. Центральные части массивов сложены крупнозернистыми, иногда порфировидными биотитовыми, биотит-роговообманковыми, роговообманковыми гранитами, по петрохимическим особенностям соответствующими часто переходным разностям от гранита к плагиограниту. Периферические части массивов сложены гранодиоритами, диоритами, кварцевыми диоритами, в меньшей степени габбро и пироксенитами, а также субщелочными габброидами. Эти породы носят явно выраженные признаки гибридизма, часто характеризуются шлировыми текстурами. К полям развития диоритов и габбро-диоритов гибридной оторочки Тыгертызского, Уйбатского, Улень-Туимского и Аскизского массивов приурочены дайки и небольшие штоки, сложенные лампрофирами, диорит-порфиритами, спессартитами и реже вогезитами. В пределах восточного склона Кузнецкого Алатау широким развитием пользуются лейкократовые гранитоиды, слагающие трещинные тела. Сходными породами сложен и ряд штоков, приуроченных к пересечению трещинных зон различных направлений. Сложены трещинные интрузии мелко- и среднезернистыми аляскитовыми гранитами, лейкократовыми плагиогранитами или граносиенитами, часто переходящими в центральных частях тел в пегматоидные граниты. По петрохимическим особенностям лейкократовые граниты трещинных тел сходны с биотитовыми гранитами центральных частей рассматриваемых массивов. Сходны и геохимические особенности этих пород.

Трещинные интрузии лейкократовых гранитоидов и лампрофиры имеют близкое время формирования и генетическое родство.

Все массивы сложены породами одного интрузивного комплекса. Сформировались они в верхнем кембрии — ордовике и согласно В. А. Кузнецову [6] связаны с внутрикоровыми гранитоидными магмами. Ореолы рудной и нерудной минерализации, обусловленные действием постмагматических растворов, парагенетически связанных с трещинными интрузиями, пространственно совпадают с площадями развития даек. Повышенные концентрации W, Mo, Cu приурочены либо к скарнам, либо к кварц-, кварц-полевошпатовым жилам и прожилкам, располагающимся в гибридных оторочках массивов или трещинных тел лейкократовых гранитоидов. Основная масса скарнов сформировалась до внедрения тел лампрофиров и лейкократовых гранитоидов, в то же время руды наложены на эти тела. Таким образом, образованию W, Mo, Cu месторождений предшествовал многофазный интрузивный магматизм, развитие которого шло по линии образования пород все более кислого состава.

Это привело к образованию широкой гаммы пород от основного до более кислого состава.

Для ранней фазы характерна ассоциация диоритов, монцонитов, сиенитов, габбро, габбро-диоритов. Они проявились в период наиболее интенсивной складчатости, на что указывают процессы ассимиляции вмещающих пород разного состава в период становления пород этой фазы. Эндоконтактовый метасоматоз в связи с их становлением про-

явился в интенсивной биотитизации и амфиболизации алюмосиликатных пород и скарнировании карбонатных. Наиболее полно ранняя фаза представлена в Туимской и Карышском рудном узле.

Часто перечисленные породы связаны постепенными переходами. Вторая фаза характеризуется ассоциацией гранитов и гранодиоритов, массивы которых хотя и залегают согласно со складчатыми структурами и продольными нарушениями, но не несут следов интенсивного динамометаморфизма. В третью, завершающуюся фазу магматизма происходило формирование большого числа даек основного, среднего и кислого состава. Месторождения формировались в конце средних этапов развития каледонской геосинклинальной зоны в связи с завершающей фазой крупных плутонов умеренно-кислых гранитоидов. Образованию месторождений предшествовали, а затем неоднократно возобновлялись в течение всего процесса рудообразования тектонические движения в зоне контакта интрузивных и карбонатных пород. Так скарновые тела Белоюсской структурно-металлогенической зоны располагаются преимущественно вдоль контактов интрузивных массивов (Улень-Туимский), прорывающих карбонатные отложения кембрия. Главные рудные минералы (MoS_2, $CaWO_4$, $CuFeS_2$) приурочены к зонам дробления в скарнах, околоскарновых породах и мраморах. Для Уйбатской структурно-металлогенической зоны характерно обилие дизъюнктивных нарушений при господствующем северо-восточном простирании. Размещение оруденения в пределах зоны неравномерное и обусловлено наличием пересекающихся тектонических структур и зон повышенной трещиноватости, приуроченностью к брахиантиклинальным структурам и т. д., в связи с чем рудные тела концентрируются в рудные районы и узлы. Так, в центральной части этой зоны, примерно в районе р. Уйбата, отчетливо выражаются структуры СЗ простирания (разломы, зоны трещиноватости, дайки кислых пород), сочетание которых с северо-восточными структурами и явилось благоприятным фактором для размещения оруденения.

Таким образом, в рудных узлах локализация скарнов и оруденения обусловлена сочетанием благоприятного литологического состава пород с разломами, зонами трещиноватости и магматическими телами.

При этом контакты магматических тел в сочетании с разломами и зонами повышенной трещиноватости оказались наиболее скарнированными и оруденелыми.

Морфология рудных тел во многом определяется характером разрывных нарушений, возникшим в связи с этими движениями. Наиболее крупные залежи наблюдаются в зонах сравнительно крупных разрывных нарушений или в структурах, их оперяющих. Скарновые W—Mo—Cu залежи характеризуются невыдержанностью и сложностью форм рудных тел и редко достигают крупных размеров. Они имеют форму линз, пластообразных полого-крутопадающих залежей, а также тел со сложными причудливыми очертаниями. Месторождения тем крупнее, чем меньше эрозионный срез массива, с которым они парагенетически и генетически связаны. Они особенно многочисленны в карбонатной кровле этих массивов. Основная масса скарнов и рудных тел располагается на контактах гранитоидов повышенной основности с известняками, развиваясь за счет последних. Скарнированию подверглись в первую очередь белые и серовато-белые мраморизованные известняки, иногда битуминозные, и мраморы. Реже встречаются скарны на контактах пород диорит-сиенитового ряда; иногда скарны возникают за счет метаморфических сланцев, конгломератов, амфиболитов и эффузивов. Особенно охотно скарнируются те участки, которые характеризуются большей анизотропностью среды, способствующей лучшему проникно-

вению растворов. Особенно четко это выражено в месторождениях, где преобладают эффузивно-осадочные толщи. В значительной степени развиваются эндоскарны за счет гранитоидов.

По отношению к контакту скарновые тела располагаются:

1. Непосредственно в зоне контакта между интрузивной и вмещающей породами. Этот тип составляет 80% всех известных скарнообразований. Примером такой локализации является кольцевое расположение скарнов вокруг Глафиринского и Тарбанского штоков. Обычная форма скарнов — жилообразные тела, линзы, неправильные тела.

2. Во вмещающих породах, где они приурочены к слоистости, рассланцовке, прослойкам известняков среди сланцевой толщи и тектоническим нарушениям. Скарны имеют форму пластообразных залежей, жил, линз и линейно вытянутых тел.

3. В интрузивных породах, приурочиваясь к трещинам отдельности и тектоническим нарушениям. Обычная форма этих скарнов и околоскарновых пород — жилообразные тела, гнезда, состоящие преимущественно из скаполита, пироксена, граната. В небольших количествах в них встречаются реликты исходных пород и акцессорные.

Эндоскарны характеризуются постепенным переходом к интрузивным породам, наличием ксенолитов интрузивной породы, пятнистыми текстурами, реликтовыми структурами замещения изверженных пород, с более или менее равномерным распределением компонентов (особенно акцессорных), сложены глиноземнистым гранатом, богатым гроссуляровой молекулой и пироксеном (диопсид и салит). Гранаты часто зонарные и аномальные. Отмечается наличие реликтовых плагиоклазов, щелочных полевых шпатов или продуктов их замещения — скаполита (дипиров), пренита, серицита, соссюрита и т. д., акцессорных минералов исходной породы — апатита, циркона и сфена. Характерен везувиан.

Экзоскарны характеризуются постепенными переходами к мраморизованным известнякам и мраморам. Чаще наблюдается резкий фронт замещения, наличие «останцев» карбонатной кровли. Для экзоскарнов типичны массивные, реликтовые, полосчатые текстуры; часто послойное расположение скарновых минералов, согласно первичной слоистости. Отмечаются реликтовые структуры замещения карбонатных и силикатных пород (пассивных силикатов) с остаточным кальцитом, участками роговиковых структур. Для описываемых скарнов свойственно неравномерное распределение компонентов. Отмечаются гломерогранобластовые скопления перераспределенного (метасоматического) сфена и апатита; наличие остаточного реликтового кальцита. Сложены они в основном гранатом адрадитового ряда, пироксеном, главным образом салитом, реже диопсидом; везувиан встречается редко. Формирование скарнов происходило в зоне высокотемпературного контактового ореола интрузий различных магматических комплексов, при этом основная масса скарнов (более 70%) связана с тыгертызским интрузивным комплексом, в небольшом количестве они встречаются в связи с карлыгановским и другими. Скарны образовались в результате преобладающих реакционных биметасоматических диффузионных процессов на границе двух химически неравновесных сред. В целом можно сказать, что в распределении и формировании рудоносных скарнов важную роль играли факторы литолого-петрографического, стратиграфического и структурного контроля, реакционные биметасоматические и контактово-инфильтрационные явления, а также состав постмагматических растворов, определивших интенсивность скарнового процесса. По составу скарны являются известковыми и реже магнезиальными. Среди них выделяются: пироксеновые, гранатовые, пироксен-гранатовые, скаполитовые, пи-

роксен-скаполитовые, пироксен-гранат-скаполитовые, гранат-волластонитовые, везувиановые, везувиан-гранатовые, пироксен-везувиан-гранатовые и др. Большое минералогическое разнообразие скарнов объясняется зональным строением не только рудных полей, но и отдельных скарновых тел. Мощность отдельных реакционно-метасоматических зон, включая околоскарновые десилицированные разности эндоконтактов, составляет обычно несколько метров (обычно не превышает 10—15), реже достигает 50 м (Глафиринское) или 90 м (Антонинское) (Курбатов, 1934).

Общая схема метасоматической зональности в скарнах восточного склона Кузнецкого Алатау [13], образованных в контакте нормальных гранитов и пород повышенной щелочности (граносиенитов, сиенитов, сиенит-диоритов, монцонитов и т. д.) выглядит следующим образом: 1 — интрузивная порода (граносиенит, сиенит, сиенит-диорит, монцонит); 2 — околоскарновая, обогащенная плагиоклазом и пироксеном, интрузивная порода, иногда частично скаполитизированная; 3 — околоскарновая диопсид-скаполит-плагиоклазовая порода (средний или основной плагиоклаз, скаполит, диопсид, сфен); 4 — околоскарновая диопсид-скаполитовая порода (скаполит, диопсид, сфен, реликты основного плагиоклаза); 5 — околоскарновая диопсид-гранат-скаполитовая порода (скаполит, глиноземистый гранат, диопсид, сфен); вместо зон 2—3—4 вдоль контакта с сиенитами иногда образуется мономинеральная скаполитовая зона с примесью сфена; 6 — пироксен-гранатовый эндоскарн (гранат, пироксен, сфен, апатит, реликты плагиоклазов или продукты его замещения, иногда везувиан); 7 — пироксен-гранатовый, гранатовый экзоскарн (пироксен, гранат, кальцит); 8 — диопсид-гранат-волластонитовая, гранат-волластонитовая или мономинеральная волластонитовая зона или зона салитового скарна и зона пироксен-магнетитового или магнетитового скарна; 9 — мраморизованный известняк.

Однако в большинстве случаев приведенная зональность не встречается, чаще всего отдельные зоны выпадают, частично скаполитизированная, обогащенная плагиоклазом порода переходит непосредственно в скарн, реже за сиенитами следует скаполитовая зона.

Очень редко встречаются скарновые зоны с устойчивой ассоциацией щелочного полевого шпата с гранатом. Метасоматическая колонка для скарнов, связанных со щелочными сиенитами, сходна с вышеописанной; а для скарнов, образованных в контакте магнезиальных известняков с породами габбрового ряда, отличается присутствием в скарнированных мраморах форстерита, серпентина, шпинели и т. д. (Бис-Таг).

Для магматических пород типа диоритов, кварцевых диоритов, диорит-порфиритов, частично — гранодиоритов (пород пониженной щелочности) наблюдается следующая последовательность зон: 1 — интрузивная порода диоритового ряда (в общем случае кварцевый диорит); 2 — околоскарновый диорит (средний плагиоклаз, диопсид, сфен, кварц), 3 — околоскарновый диопсид — плагиоклазовый или плагиоклаз-диопсидовый метасоматит (основной плагиоклаз, диопсид, сфен); 4 — гранат — диопсид — плагиоклазовая порода (основной плагиоклаз, диопсид, гранат, сфен); часто выпадает из разреза: 5 — пироксен-гранатовый скарн (эндо- и экзоскарн); 6 — салитовый скарн, иногда магнетитовый или волластонитовый; 7 — мраморизованный известняк. Часто салитовый скарн замещается андрадитовым, вдоль контакта с мрамором проходит зона гранатового скарна.

Н. И. Рафиенко и Л. С. Демидова [13] неодинаковость парагенезисов скарновых зон объясняют различиями в концентрациях щелочных металлов в постмагматических растворах, что связано с составом

интрузий, к контакту которых приурочены скарновые тела. Присутствие больших количеств скаполита, а иногда флогопита, флюорита (Саралинская структурно-металлогеническая зона) и других минералов в скарнах, содержащих щелочи и летучие (Cl, F, OH), говорит о повышенных концентрациях этих элементов в постмагматических растворах. В. В. Груза [1] отмечает для Кузнецкого Алатау существование петрохимического фона, определяющего петрохимическую специализацию региона: относительная обогащенность глиноземом и щелочами при обычно несколько повышенной окисленности железа магматических формаций. Выше уже отмечалось, что подавляющая масса скарнов связана с тыгертызским интрузивным комплексом (около 70% всех скарновых зон), а точнее, с его второй гранитоидно-сиенитовой фазой, что и обусловливает широкое развитие явлений скаполитизации плагиоклазов с образованием полных псевдоморфоз, реже с последующим замещением скаполитом всей околоскарновой породы, что указывает на повышенную концентрацию в послемагматических растворах не только щелочей, но и хлора.

Для нормальных гранитоидов и пород повышенной щелочности сиенит-монцонитовой серии характерно широкое распространение натриевых скаполитов, обычно с преобладанием мариалитовой молекулы. Скаполит образует устойчивую ассоциацию с диопсидом, гранатом и закономерную метасоматическую зону плагиоклаз-диопсид-скаполитовых, диопсид-скаполитовых, диопсид-гранат-скаполитовых и реже мономинеральных скаполитовых пород, всегда в той или иной степени обогащенных сфеном. Скаполитизированное гибридное габбро или диопсид-скаполитовая порода, обогащенная сфеном, околоскарновая порода сохраняют облик интрузивной породы, обладающей габбровой структурой. Скаполит здесь почти полностью замещает плагиоклаз. Это характерно и для большинства скарнов Улени, Туима и Карыша, генетически связанных с сиенитами и граносиенитами II фазы тыгертызского комплекса (Заводской рудник, Антонинское, Сахарское, Терезия, Дарьинское).

В скарновых зонах этих участков диопсид-плагиоклазовых и диопсид-скаполитовых околоскарновых пород или наряду с ними вдоль контакта со скарнами часто образуются мономинеральные скаполитовые зоны или оторочки. Хорошо выражена скаполитовая зона на Глафиринском месторождении, где мощность скарнов и околоскарновых пород достигает 50 м. Идентичное или близкое к Глафиринскому месторождению строение скарновых зон, но с несколько меньшим развитием процессов скаполитизации, имеет место на месторождениях Тансывай, Кладбищенском, Ожидаемом, Алексеевском и др., где скарны также образуются в контактах известняков с граносиенитами. Здесь реже образуются мономинеральные скаполитовые зоны и маломощные оторочки. Хотя скаполит относительно широко распространен в околоскарновых породах, крупные его массы встречаются сравнительно редко. Помимо Глафиринского месторождения, скаполит в ассоциации с пироксеном, иногда гранатом, слагает самостоятельные зоны в ряде месторождений (Дарьинском, Корчуковском, Джалан-Кульском, Сорском, на участках Ефремкинском, Романовском, Хребтовом, Тырдановском I, Лидии, Богородском, Малосорском, Михайловском и др.). Частично скаполитизированные околоскарновые породы распространены очень широко и встречаются в большинстве месторождений Хакассии. В упрощенном виде обменную реакцию между скаполитом и плагиоклазом, согласно Жарикову [5], можно представить в следующем виде: $NaAlSi_3O_8 \cdot 0{,}33Na\,NaCl +$

$+CaAl_2Si_2O_8+0{,}33CaO+0{,}33CO_2 \rightleftharpoons CaAl_2Si_2O_8\cdot 0{,}33CaCO_3+NaAlSi_3O_8+$
$+0{,}33NaCl.$

Равновесие реакции определяется соответствующим уравнением, связующим активности компонентов и константу равновесия:

$$\frac{[CaAl_2Si_2O_8\cdot 0{,}33\,CaCO_3]\cdot[NaAlSi_3O_8]\,[NaCl^{0,33}}{[NaAlSi_3O_8\cdot 0{,}33NaCl]\cdot[CaAl_2Si_2O_8]\,[CaO]^{0,33}\cdot[CO_3]^{0,33}} = K_p^{\circ} \qquad (1)$$

Принимая с приближением активности компонентов в твердых фазах равными их мольным долям и преобразуя, получим следующую зависимость:

$$\frac{N_{Me}^{ск}}{1-N_{Me}^{ск}} : \frac{N_{An}^{пл}}{1-N_{An}^{пл}} = K_p^{\circ}\frac{[CaO]^{0,33}\cdot[CO_2]^{0,33}}{[NaCl]^{0,33}} = K_p. \qquad (2)$$

Как следует из этого уравнения, равновесие скаполит—плагиоклаз зависит от температуры и давления (K_p зависит главным образом от температуры), от активности Ca, Na, Cl и углекислоты. При этом главное значение приобретают активность углекислоты (глубинность), активность щелочей и хлора в растворах. Из этого отчетливо выступает зависимость составов сосуществующих скаполитов и плагиоклаза от глубинности формирования минеральных комплексов. Причем возрастание с глубиной активности (давления) углекислоты должно вызвать увеличение содержания мейонитовой молекулы в скаполите за счет уменьшения содержания анортита в соответствующем плагиоклазе. Напротив, в условиях малых глубин (в гипабиссальных условиях, при которых формируется большинство контактово-метасоматических месторождений), вследствие низкого давления углекислоты скаполит оказывается более кислым, чем сосуществующий с ним плагиоклаз. В изученных контактово-метасоматических месторождениях чаще всего скаполит по составу отвечает мариалит-дипиру. Более основные разности встречаются сравнительно редко. Закономерное изменение сосуществующих составов скаполита и плагиоклаза может быть использовано как один из критериев глубинности формирования парагенетических ассоциаций.

Из уравнения (2) также видно, что равновесие скаполит — плагиоклаз зависит от активностей или химических потенциалов Na и Cl и от температуры. Увеличение щелочности растворов будет вызывать повышение активности Na и приводит к уменьшению основности скаполита, находящегося в равновесии с данным плагиоклазом. Уменьшению основности скаполита будет способствовать и увеличение активности хлора, что также имеет значение для скарновых образований, особенно небольшой глубинности. Зависимость равновесия скаполит — плагиоклаз усложняется влиянием активности других летучих (SO_3, HF, H_2O), входящих в состав скаполитов; присутствием групп HCO_3 в мариалитовой, а хлора в мейонитовой молекулах, а также значением активности CaO.

Примером метасоматической зональности в скарновых телах, образованных в контакте известняков с диоритовыми порфиритами, может служить одно из скарновых тел месторождения «Юлия свинцовая». Здесь небольшие биметасоматические скарновые зоны мощностью 20—40 см располагаются вдоль контакта известняков с крутопадающими дайками диоритовых порфиритов как в лежачих, так и в висячих боках, прослеживаясь по простиранию и падению до нескольких десятков метров. Как правило, мощность зоны волластонитового или везувиан-гранатово-волластонитового скарна в 2—3 раза превышает мощность зоны гранатового скарна, а зона околоскарнового диорит-порфирита не более 10—15 см. Часто из приведенной схемы зональности выпадают волластонитовые породы, а зона 3 граничит с 5.

Зональность в большинстве случаев не является полной, отдельные зоны обычно выпадают или замещаются другими. Так, вместо мономинеральных гранатовых или пироксен-гранатовых скарнов вдоль контакта с мраморами, обычно сопровождаемых зонами осветления, проходит зона салитового скарна, часто в виде маломощных оторочек. Вместо пироксеновой развивается волластонитовая и диопсид-гранат-волластонитовая или гранат-волластонитовая зоны (Алексеевское, Трехниколаевское, Юлия свинцовая, Терезия, Дарьинское, Сахарское, Киялых-Узень, Динамитка, Геологическое и др. месторождения). В мраморах внешней зоны ряда месторождений (Киялых-Узень) встречаются белоснежные с шелковистым отливом параллельно- и спутанноволокнистые массы волластонита и его сноповидные скопления с длиною кристаллов до 10 см, а также полосчатые гранат-волластонитовые породы с различным количественным соотношением граната и замещающего его волластонита. Встречаемые здесь же и в других скарнопроявлениях (Гавриловское, Сергеевское) тремолитовые породы весьма характерны для мраморизованных известняков внешней зоны месторождений, но они не образуют закономерных зон в метасоматической колонке. Салитовая или волластонитовая зоны иногда замещаются магнетитовой с образованием вдоль контакта с мраморами почти мономинеральных магнетитовых линз (Киялых-Узень, Камышта, Терезия, Таманское, Лидия, Верхне-Туимское). Часто магнетит образует тонкие реакционные каемки по периферии скарновых прослоев и мраморизованных известняков, сопровождаемых зонами осветления; реже между магнетитовой зоной и известняком проходит зона пироксен-гранатового скарна.

В контакте с мраморами иногда присутствует гранат-пироксен-волластонитовая зона (Сахарское, Терезия, Дарьинское). Это характерно для меднорудных месторождений Хакассии, особенно Карышской группы, где наблюдается следующая последовательность зон: 1 — граносиенит; 2 — околоскарновый, обогащенный плагиоклазом граносиенит; 3 — скаполитизированная, обогащенная сфеном и апатитом порода, реже диопсид-скаполитовая, скаполитовая зона; 4 — диопсид-гранат-волластонитовая, гранат-волластонитовая зона (Алексеевское месторождение) или магнетитовая (Терезия); 7 — мраморизованный известняк.

Иногда плагиоклазы исходных силикатных пород дают устойчивую ассоциацию с диопсидом и гранатом, не подвергаясь скаполитизации; при этом вблизи скарнов плагиоклазы легко подвергаются разложению, замещаясь агрегатом пренита с образованием мономинеральных пренитовых зон или маломощных оторочек.

Сложность строения скарновых зон и многообразие парагенетических ассоциаций являются следствием длительной многостадийной и многоэтапной истории формирования Cu—W—Mo месторождений восточного склона Кузнецкого Алатау. Скарнирование и рудообразование в подобных месторождениях представляет единый процесс, разделенный на несколько этапов и стадий и протекающий в условиях понижающейся температуры. Для этого процесса характерно то, что в метасоматозе участвуют как элементы контактирующих пород, так и элементы, приносившиеся с глубоких очагов.

В целом контактово-метасоматический процесс минералообразования в силу периодичности проявления тектонических подвижек в тектонических зонах является пульсационным и состоит из многочисленных, различных по масштабам импульсов минерализации — этапов, стадий, ритмов и т. д. Это отчетливо устанавливается при изучении парагенезисов месторождений. Так для всех месторождений установлена длительная и сложная история процесса минералообразования с достаточно

полным развитием всех этапов и стадий, начиная от высокотемпературных и кончая низкотемпературными. В некоторых конкретных случаях в силу местных различных причин отдельные этапы и стадии получили слабое развитие. Каждая стадия метасоматического процесса, зафиксированная в рудном поле месторождения, является случайной функцией от ряда параметров.

В целом контактово-метасоматический процесс имел непрерывно-прерывистый характер. При этом метасоматиты определенных стадий минерализации занимали в пространстве закономерное положение. Обычно они лишь частично перекрывали пространственно друг друга. Все это обусловило сложное, зональное строение скарновых зон восточного склона Кузнецкого Алатау. Причинами зональности могут быть и другие факторы. В частности, зональность возникает вследствие изменения структуры самих растворов. Не меньшую роль при этом играет масса раствора и рудного вещества, участвующих в рудо- и минералообразовании. Результаты рудоотложения и минералообразования зависят от характера места их поступления. Поступает ли раствор в медленно открывающуюся трещину или зону дробления. Быстрое падение давления, а следовательно, и температуры в открытых полостях приведет к быстрой потере летучих, к сближению стадий оруденения, наложению низкотемпературных стадий на более высокотемпературные.

Большинство медно-вольфрамовых и медно-молибденовых месторождений формировались в два этапа. В первый этап образовались различные по составу скарны: скаполитовые, скаполит-гранатовые, волластонитовые, гранат-волластонитовые, везувиановые, пироксен-гранатовые, гранатовые, гранат-магнетитовые и др. Этот этап следует разделить на три стадии: первая стадия характеризуется проявлением натрово-хлорного метасоматоза. В эту стадию образуется скаполит, цоизит, клиноцоизит (иногда эпидот I), апатит, сфен, циркон и кальцит. Во вторую собственно скарновую формируются волластонит, пироксен, гранат, везувиан. Третья стадия характеризуется образованием эпидота II, магнетита (или гематита), альбита, тремолита, шеелита I, кальцита II, кварца, молибденита I, халькопирита I, пирротина, иногда актинолита. Эту стадию можно назвать эпидот-амфибол-кварц-кальцитовой. Главная роль в этот этап принадлежит гранату, волластониту, скаполиту, пироксену и эпидоту. В небольших количествах в конце этого этапа образуются шеелит I, халькопирит, молибденит I, альбит, кварц и кальцит. Гранат представлен зеленой, черной, темно-бурой и светло-бурой разностями. Магнетит обычно образуется вслед за черной разностью граната, а шеелит почти одновременно с темно-бурой. Второй этап можно разделить также на три стадии. Главные минералы первой стадии — магнетит II, актинолит, эпидот, альбит, кварц, кальцит. Вторая стадия (кварц-сульфидная) характеризуется образованием главной массы шеелита (Глафиринское и другие), халькопирита II, кварца, пирита, пирротина, кальцита, хлорита и слюд. В третью стадию (кварц-кальцитовая) отлагаются кальцит, кварц, молибденит II, арсенопирит, кристаллы магнетита III, линнеит, валлерит, раммельсбергит, золото, галенит, сфалерит, висмутин, блеклые руды, адуляр, цеолиты и др. Завершающая третья стадия характеризуется преобладающим количеством кальцита. Обычно со второй и третьей стадией связывается молибденовая минерализация. В молибденовых месторождениях преобладающим минералом является кварц и молибденит. Оруденение и парагенетические ассоциации второго этапа накладываются на скарновые тела, сформированные в первый этап контактово-метасоматического процесса. При

этом контуры его распространения обычно шире скарновых тел и большей частью не совпадают с ними.

Устойчивость эволюции минералообразования в каждом отдельном импульсе (этапе, стадии) является следствием закономерного изменения в системе давления, связанного с периодичностью проявления тектонических подвижек.

Физико-химические преобразования в растворах, связанные с изменением давления в системе и приводящие к более полному проявлению то кислотных, то щелочных парагенезисов, являются, по-видимому, результатом влияния целого ряда факторов: изменение гидродинамических условий циркуляции растворов, нарушение кинетики реакций минералообразования при взаимодействии их с вмещающими породами и изменение свойства самих растворов.

Условия возрастания давления, приводящие к увеличению напряженного состояния горных пород, передаются и на растворы, находящиеся в породах. Это способствует возникновению больших градиентов давлений растворов и приводит к восходящему перемещению более глубинных и в общем случае — более щелочных растворов. Возрастание щелочности растворов при увеличении давления может быть функцией все более увеличивающегося объемного взаимодействия пород и растворов на пути их проникновения, а также следствием возрастания растворимости породообразующих минералов. Увеличение щелочности растворов при повышении давления в системе может быть следствием: преобразований растворов, в частности функцией известного уменьшения степени диссоциации H_2O, H_2, CO_2 и других; возрастания основных свойств элементов при увеличении давления, увеличения степени комплексообразования и т. д.

Противоположное изменение давления в системе, резко проявляющееся при тектонических подвижках, приводит и к изменению химизма растворов — к возрастанию их кислотности. Влияние также оказывает и изменение фазового состояния растворов при тектонических подвижках.

Все рассмотренное в какой-то мере позволяет понять причину того, почему падение давления приводит к полному проявлению кислотных парагенезисов, а возрастание — к последовательному замещению их все более щелочными.

Развитие минералообразования необходимо рассматривать на фоне динамически изменяющегося напряженного состояния пород и связанного с этим изменения давления растворов во времени.

ЛИТЕРАТУРА

1. Груза В. В. О геохимическом фоне Кузнецкого Алатау. ДАН СССР, т. 180, 1968, № 2.

2. Додин А. Л. Интрузивные комплексы Кузнецкого Алатау и Горной Шории. Информац. сб. ВСЕГЕИ, 1956, № 4.

3. Домарев В. С. Главнейшие медные месторождения Хакасско-Минусинского района. Тр. IV Всес. геол. конф. по цветн. металлам, вып. 1, 1932.

4. Зив Е. Ф. Шеелитоносность скарнов восточного склона Кузнецкого Алатау. М., 1939.

5. Жариков В. А. Зависимость сосуществующих составов скаполита и плагиоклаза от глубинности. ДАН СССР, т. 170, 1966, № 4.

6. Кузнецов В. А. Алтае-Саянская металлогеническая провинция и некоторые вопросы металлогении полициклических складчатых областей. Сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», вып. VIII, М., 1967.

7. Кузнецов Ю. А. Об особой роли гранитоидных интрузий в истории магматизма Алтае-Саянской складчатой области. Геология и геофизика, № 1, 1960.

8. Кузьмин А. М. К генезису Туимского вольфрамового месторождения. Изв. Зап.-Сиб. ФАН СССР, сер. геол., 1946, № 1.

9. Курбатов С. М. Меднорудные контактовые месторождения Хакасской области Сиб. края. СОПС АН СССР, сер. сиб., 16, 1934.
10. Моссаковский А. А. К тектонике Кузнецкого Алатау. Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 12.
11. Мусатов Д. И. Интрузивный магматизм восточного склона Кузнецкого Алатау. В кн. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Красноярского края, вып. I, Красноярск, 1961.
12. Покалов В. Т., Чернов Б. С. Условия образования, закономерности размещения и типы месторождений молибдена в Хакассии. Тр. ВИМС, вып. 4, 1962.
13. Рафиенко Н. И., Демидова Л. С. Метасоматическая зональность реакционно-контактовых зон восточного склона Кузнецкого Алатау. Геология рудных месторождений, 1965, № 1.
14. Рафиенко Н. И., Демидова Л. С. Геология и закономерности размещения скарнов восточного склона Кузнецкого Алатау. Труды СНИИГГиМСа, вып. 39, 1966.

ТРУДЫ ТОМСКОГО ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА им. В. В. КУЙБЫШЕВА

Том 239 1976

К ПЕТРОХИМИИ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

А. И. ГОНЧАРЕНКО

Альпинотипные гипербазиты в пределах северной части Кузнецкого Алатау пользуются значительным распространением [9, 18, 21]. Они приурочены к зонам глубинных разломов, ограничивающих жесткое сооружение горстового выступа Терсинской структурно-фациальной зоны и проникающим вглубь сложно построенной геоантиклинальной структуры Кийской зоны [10].

Гипербазитовые массивы сосредоточены в пределах двух сближенных между собой ветвей — Западной и Восточной.

Западная ветвь гипербазитов прослеживается в субмеридиональном направлении на расстоянии более 100 км от водораздела рек Ниж. Терсь и Акчелбак на юге до окрестностей рудника Комсомольского на севере. Продолжение Западной ветви еще дальше на север установлено картировочным бурением на территории Томской области [6]. Южная часть ветви, включающая один из наиболее крупных массивов гор Северной — Зеленой, пространственно приурочена к древнейшим в этом районе структурам Терсинской структурно-фациальной зоны. Входящие сюда массивы ультраосновных пород образуют тела линзообразной формы, строго подчиненные внутренней структуре вмещающих их образований конжинской и терсинской свит среднего протерозоя. Северное продолжение Западной ветви гипербазитового пояса располагается в пределах Кийской структурно-фациальной зоны.

В целом Западная ветвь гипербазитового пояса носит прерывистый характер, что связано с крайне неравномерным распределением тел ультраосновых пород.

Восточная ветвь располагается в пределах Кийской структурно-фациальной зоны. Своим южным окончанием эта ветвь гипербазитов кулисообразно сочленяется с Западной, образуя в плане асимметричную, открывающуюся к северо-западу дугу, совпадающую с ориентировкой геологических структур на всем своем протяжении.

По особенностям размещения, структурного положения гипербазитовых тел и их размерам Восточная ветвь расчленяется на две составляющие — южную и северную. Южная часть ветви включает в себя цепочку линзообразных гипербазитовых тел хребта Заячьего, ориентированных в субширотном направлении. Северная часть Восточной ветви представлена крупнейшим в Кузнецком Алатау гипербазитовым плутоном горы Бархатной [8], который вытянут меридионально и приурочен к выделяемой в этом районе Восточной внутренней подвижной зоне [12].

Петрографический состав гипербазитов достаточно однообразен. Наибольшим распространением пользуются в различной степени серпентинизированные гарцбургиты и дуниты [9], взаимоотношения между которыми характеризуются постепенными переходами. Устанавливаемые среди гипербазитов лерцолиты и пироксениты пользуются резко подчиненным значением и являются, по-видимому, продуктами их метасоматического преобразования.

Степень серпентинизации гипербазитов определяется, главным образом, положением их в структурах региона. Интенсивно серпентинизированными оказываются ультраосновные породы всех без исключения массивов, расположенных в Кийской структурно-фациальной зоне, а большинство из них целиком сложены серпентинитами. Относительно слабо серпентинизированы гипербазиты массивов, размещающихся в пределах Терсинской структурно-фациальной зоны, где даже в составе мелких тел часто сохраняются первичные породы.

Для выяснения особенностей химизма гипербазитов северной части Кузнецкого Алатау было использовано 94 полных силикатных анализа (табл. 1). Большинство проанализированных пород представлено в той или иной степени серпентинизированными дунитами и гарцбургитами, что нашло свое отражение в специфике их химического состава.

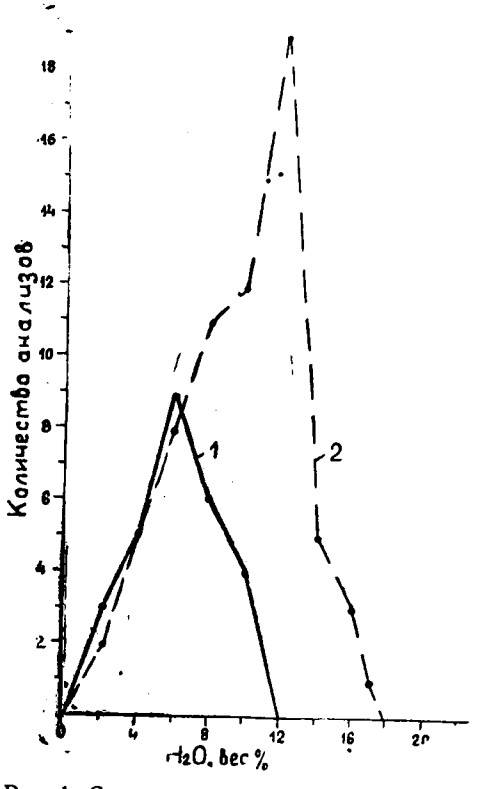


Рис. 1. Степень серпентинизации гипербазитов северной части Кузнецкого Алатау. *1* — дуниты, *2* — гарцбургиты

Распределение имеющихся анализов ультраосновных пород по степени их серпентинизации представлено на рис. 1. В дунитах максимум наиболее распространенных содержаний отвечает 6% конституционной воды, что, исходя из рассчитанного среднего значения H_2O, равного 5,2%, соответствует серпентинизации пород на 37%.

Гарцбургиты серпентинизированы значительно интенсивнее дунитов, что фиксируется четко выраженным максимумом частоты встречаемости содержания конституционной воды, равного 12%. Таким образом, степень серпентинизации гарцбургитов составляет 83%. Из диаграммы (рис. 1) видно, что кривые степени серпентинизации дунитов и гарцбургитов в начальную стадию процесса почти совпадают. При достижении содержания воды в породах 5,2% отмечается резко противоположная направленность процесса: степень серпентинизации гарцбургитов достигает максимума в 12%, а дунитов — снижается до нуля. Более интенсивная серпентинизация гарцбургитов по сравнению с дунитами отмечается и в ряде других районов Советского Союза [23]. В последнее время эта закономерность подтвер-

Таблица 1

Химический состав ультраосновных пород северной части Кузнецкого Алатау

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	CoO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	H_2O^-	п.п.п.	CO_2	S	P_2O_5	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
I. Дуниты неизмененные и слабо серпентинизированные																				
1	39,90	0,12	0,68	0,31	1,53	7,50	0,17	17,63	0,14	0,31	—	0,10	сл.	—	—	1,05	0,23	0,01	0,09	99,67
2	39,44	0,04	0,72	0,36	3,46	5,33	0,17	46,45	0,03	0,33	0,012	0,12	0,02	2,94	0,55	—	0,54	0,01	0,04	100,00
3	39,16	сл.	0,30	0,13	1,18	6,82	0,23	47,80	сл.	0,06	—	0,10	0,02	—	—	4,43	—	0,07	0,05	100,28
4	40,25	0,04	1,07	0,21	0,04	6,04	0,12	48,71	0,05	0,36	0,012	0,10	0,02	2,02	сл.	—	сл.	сл.	0,04	99,56
5	40,35	0,03	0,33	0,36	3,88	5,05	0,16	48,41	0,28	0,24	0,013	0,04	0,02	0,64	0,23	—	0,18	0,05	0,02	100,05
6	39,99	0,06	0,26	0,44	5,00	3,60	0,13	45,84	сл.	0,24	—	0,12	0,05	3,69	0,14	—	0,14	нет	—	99,56
7	39,61	0,04	0,26	0,34	4,40	2,81	0,13	46,24	сл.	0,22	0,012	0,01	сл.	4,67	0,13	—	0,18	—	—	98,86
8	40,59	0,03	0,23	0,34	4,15	4,21	0,13	46,04	сл.	0,22	0,001	0,02	сл.	3,44	0,29	—	0,29	0,02	—	99,69
9	40,18	0,07	0,80	0,45	3,30	5,00	0,13	48,03	0,13	0,27	—	0,12	0,02	—	—	1,46	—	—	—	99,99
10	39,35	0,03	1,25	0,44	4,02	4,37	0,11	45,99	0,66	0,26	—	0,04	0,01	—	—	3,50	—	—	0,07	99,84
11	40,30	0,07	0,19	0,72	3,56	3,65	0,13	46,45	—	0,20	0,011	0,04	0,02	4,29	0,28	—	0,27	0,01	—	99,81
Среднее	39,88	0,05	0,59	0,37	3,10	5,07	0,15	47,12	0,13	0,25	0,010	0,08	0,02	2,90	0,27	3,17	0,02	0,02	0,03	100,24
II. Дуниты серпентинизированные																				
12	37,00	0,19	0,83	0,40	0,19	4,67	0,17	47,40	0,15	0,21	—	нет	нет	8,68	0,08	—	—	—	0,04	100,51
13	37,53	0,03	0,54	1,08	2,93	4,20	0,15	45,30	сл.	0,30	—	0,01	сл.	—	—	7,51	—	—	—	99,58
14	38,17	0,01	0,54	0,93	1,88	5,42	0,10	46,37	0,07	0,25	—	0,05	сл.	—	—	5,74	—	—	0,01	99,54
15	36,57	0,07	0,56	0,70	5,85	4,21	0,16	43,72	нет	0,19	0,013	0,16	0,07	6,73	0,99	—	0,99	0,07	—	99,99
16	37,14	0,08	0,54	0,52	3,15	3,10	0,06	45,55	сл.	0,25	—	0,03	нет	—	—	9,41	—	0,02	сл.	99,80
17	37,86	0,10	0,28	0,15	4,58	2,51	0,21	46,34	сл.	0,34	—	0,10	0,04	—	—	7,04	—	0,12	0,05	99,60

Продолжение табл. 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
18	39,71	0,06	0,26	0,68	4,04	3,09	0,31	45,05	0,55	0,34	0,11	0,14	0,04	—	—	5,59	—	—	—	99,53
19	39,22	0,04	0,80	0,72	4,56	4,27	0,12	44,35	0,10	0,34	0,13	0,05	сл.	5,07	0,25	—	0,18	0,07	0,06	99,97
20	36,84	0,06	0,99	0,66	8,76	4,26	0,14	39,69	0,14	0,25	0,018	сл.	нет	7,24	0,68	—	0,59	0,09	0,07	99,80
21	40,28	0,04	0,77	0,44	2,24	5,96	0,14	43,73	0,12	0,32	0,014	сл.	сл.	—	—	5,32	—	0,04	0,06	99,37
22	38,27	0,04	0,29	0,39	5,11	2,53	0,20	46,24	0,82	0,25	0,014	0,02	0,02	—	—	5,88	—	0,05	—	100,12
23	39,18	0,02	0,35	0,49	3,00	2,81	0,15	46,63	сл.	0,21	сл.	0,04	сл.	6,00	1,06	—	1,06	нет	—	99,94
24	36,94	0,08	0,54	0,32	3,50	3,10	0,06	45,50	сл.	0,22	—	0,15	0,05	—	—	8,50	—	0,20	сл.	99,16
25	38,81	0,08	0,73	0,42	3,56	5,41	0,12	41,11	0,52	0,20	—	0,10	0,05	—	—	8,45	—	—	—	99,54
26	37,70	0,03	0,13	0,48	3,98	3,79	0,14	45,74	0,14	0,23	0,02	0,24	0,07	6,06	1,45	—	1,39	0,06	—	100,30
27	39,38	0,02	0,35	0,44	2,93	5,12	0,09	44,68	0,07	0,22	—	0,10	0,01	6,71	—	6,85	—	—	0,03	100,29
Среднее	38,29	0,06	0,51	0,57	3,76	4,00	0,14	44,83	0,12	0,25	0,10	0,06	0,02	6,71	0,70	7,64	0,066	0,04	0,04	100,99
III. Гарцбургиты неизмененные и слабо серпентинизированные																				
28	40,83	0,02	0,72	0,35	2,02	6,09	0,12	44,24	0,05	0,23	—	0,01	сл.	—	—	4,34	—	—	—	99,02
29	42,33	0,07	0,27	0,52	2,07	6,03	0,13	46,35	нет	0,63	0,013	0,09	0,05	1,45	0,16	—	0,13	0,03	—	99,53
30	39,26	0,09	0,31	0,18	2,00	5,92	0,20	48,41	сл.	0,63	—	нет	нет	—	—	3,92	—	0,10	0,04	100,54
31	41,41	0,04	1,26	0,36	1,72	6,37	0,13	44,99	0,14	0,27	0,012	0,05	сл.	2,13	0,18	—	0,18	сл.	0,04	99,13
32	42,78	0,04	0,90	0,34	1,16	5,76	0,12	43,59	0,07	0,22	0,013	0,12	0,02	2,54	сл.	—	сл.	сл.	0,06	99,73
33	44,63	0,04	0,81	0,45	3,84	4,49	0,12	42,29	сл.	0,17	0,009	0,04	0,02	2,19	0,35	—	0,27	0,08	—	99,45
34	44,51	0,11	0,51	0,40	3,55	4,49	0,11	43,27	0,27	0,17	0,013	0,03	0,02	1,77	0,60	—	0,54	0,06	—	99,82
35	43,39	0,08	1,19	0,41	5,20	3,90	0,13	41,50	0,21	0,21	—	0,18	0,06	3,69	0,17	—	0,14	0,03	0,01	100,39
36	43,03	0,01	0,66	0,26	6,71	2,81	0,09	41,50	0,27	0,21	0,010	0,03	0,02	4,06	0,30	—	—	0,03	—	99,97
37	44,50	0,06	0,20	0,43	3,46	4,98	0,15	46,10	0,13	0,22	0,010	0,05	0,02	1,99	0,12	—	0,09	0,03	—	99,33
38	39,58	0,02	0,35	0,13	2,93	5,12	0,09	44,68	сл.	0,22	—	0,70	0,20	—	—	4,07	—	—	—	98,09

Продолжение табл. 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
39	42,71	0,07	1,11	0,57	2,06	5,55	0,13	42,23	0,62	0,21	—	0,04	сл.	—	—	4,27	—	—	—	99,67
Среднее	42,23	0,05	0,69	0,35	3,06	5,13	0,13	44,10	0,16	0,28	0,001	0,06	0,02	2,94	0,26	—	0,22	0,04	0,04	99,77
IV. Гарцбургиты серпентинизированные																				
40	38,17	0,02	0,54	0,96	1,47	3,30	0,06	45,71	сл.	0,26	—	0,26	—	—	—	8,45	—	—	0,01	99,85
41	39,81	—	1,10	—	5,14	4,10	0,12	40,45	0,81	—	—	—	—	8,12	0,67	—	—	—	0,04	100,36
42	39,18	0,02	0,45	1,18	1,80	7,18	0,09	39,78	1,76	0,23	—	0,06	сл	—	—	7,12	—	0,02	0,03	98,90
43	39,22	0,02	0,94	0,94	5,65	3,47	0,11	43,05	0,42	0,26	—	0,14	0,07	—	—	6,23	—	—	0,01	100,28
44	40,80	0,01	0,72	0,36	3,28	4,66	0,12	41,64	0,11	0,21	—	0,01	сл	—	—	7,42	—	—	—	99,34
45	40,36	0,07	1,31	0,47	4,59	2,97	0,12	41,34	0,42	0,22	—	0,13	сл	—	—	8,04	0,14	0,02	сл	100,20
46	39,22	0,10	0,75	0,42	2,96	5,43	0,12	41,61	0,62	0,20	—	0,08	сл	—	—	8,55	—	0,03	сл	100,00
47	40,46	0,07	0,71	0,49	2,63	6,36	0,06	41,68	0,30	0,20	—	0,08	нет	—	—	6,44	—	—	сл	99,40
48	39,58	0,02	0,90	0,36	3,87	4,26	0,13	41,77	0,02	0,21	—	0,01	сл	—	—	8,01	—	—	—	99,14
49	37,42	0,03	0,11	0,44	5,34	2,83	0,12	46,04	0,13	0,30	—	0,01	0,05	6,28	0,49	—	0,45	0,04	0,02	99,51
50	40,00	0,03	0,18	0,22	3,74	1,94	0,10	46,14	0,13	0,29	—	0,05	0,10	6,72	0,34	—	0,18	сл	0,02	100,00
51	41,28	0,04	0,99	0,20	3,04	4,18	0,10	42,74	0,40	0,35	0,012	сл	сл	6,73	0,32	—	0,18	0,14	0,03	100,16
52	39,47	0,03	0,35	0,36	3,00	5,00	0,09	42,66	0,06	0,19	—	0,50	—	—	—	6,65	—	0,04	—	99,50
53	39,85	0,03	1,25	0,35	2,40	4,43	0,17	44,95	сл	0,27	0,009	0,15	0,05	5,17	0,31	—	0,25	0,06	0,04	99,44
54	39,39	0,04	0,95	1,26	3,50	3,44	0,18	42,25	сл	0,25	0,008	0,10	0,05	7,01	0,48	—	0,45	0,03	0,10	98,79
55	40,35	0,03	0,71	0,47	3,47	4,51	0,11	44,74	0,33	0,21	—	0,10	сл	—	—	5,10	—	—	0,03	100,16
56	40,49	0,02	0,99	0,47	2,61	0,05	0,05	40,30	0,20	0,23	—	0,15	0,06	—	—	9,52	—	—	0,02	99,82
57	40,30	0,03	0,71	0,49	3,39	3,49	0,11	43,13	0,11	0,26	—	0,15	0,07	—	—	7,15	—	—	0,06	99,56
58	40,25	0,07	0,71	0,40	3,34	6,36	0,06	41,68	0,30	0,20	—	0,25	0,07	—	—	5,44	—	—	сл	99,13
59	42,52	0,11	нет	0,18	2,90	4,85	0,19	40,48	сл	сл	—	0,08	0,01	6,64	0,76	—	—	—	0,02	99,05

Продолжение табл. 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
60	40,18	0,03	0,75	0,52	3,58	3,59	0,15	42,33	нет	0,28	—	нет	нет	—	—	8,20	—	0,06	0,03	100,31
61	38,76	0,05	1,08	0,44	4,59	3,56	0,22	43,95	сл	0,21	0,008	0,05	сл	5,38	0,76	—	0,62	0,147	0,03	99,24
62	39,53	0,03	0,90	0,58	5,80	2,61	0,13	39,64	нет	0,20	—	нет	нет	—	—	9,75	—	—	—	99,20
Среднее	39,85	0,04	0,75	0,52	3,57	4,23	0,12	42,55	0,17	0,24	0,008	0,07	0,02	7,13	0,52	7,47	0,47	0,05	0,02	100,17
									V. Серпентиниты											
63	39,92	0,12	0,17	0,31	3,58	3,95	0,23	36,90	сл	0,15	—	нет	нет	15,56	—	—	—	—	0,05	100,52
64	41,97	нет	0,96	—	10,92	0,52	0,10	34,35	0,98	—	—	—	—	10,45	—	—	—	—	0,03	100,28
65	38,56	0,04	1,26	0,26	4,33	2,67	0,09	38,50	0,96	0,19	0,011	сл.	сл.	—	—	12,73	—	0,01	0,04	98,65
66	38,45	0,04	0,90	0,32	7,86	1,05	0,06	37,51	0,16	0,30	0,010	—	—	11,85	0,69	—	0,68	0,01	0,04	99,26
67	41,26	0,07	1,05	0,48	5,34	1,68	0,14	37,75	0,14	0,16	0,009	0,10	0,07	—	—	12,43	—	0,02	—	100,72
68	38,90	нет	0,41	0,52	7,94	0,98	0,10	37,95	0,14	0,17	0,008	0,02	0,03	11,24	0,85	—	0,81	0,04	—	99,32
69	40,22	0,03	0,66	0,49	6,35	0,94	0,12	37,03	сл.	0,23	0,008	0,03	0,01	11,79	0,04	—	0,03	0,01	—	98,95
70	38,46	0,02	0,54	0,36	4,11	2,75	0,08	37,66	0,02	0,18	—	0,01	сл.	—	—	14,65	—	—	—	98,84
71	39,92	0,03	0,54	0,40	4,21	1,55	0,09	39,39	0,05	0,19	—	0,01	—	—	—	13,36	—	—	—	99,74
72	40,47	0,07	0,51	1,18	5,05	0,56	0,05	39,06	нет	0,18	0,002	0,09	0,05	12,34	сл.	—	сл.	сл.	—	99,61
73	40,09	0,03	0,46	0,48	4,80	0,28	0,06	39,52	0,21	0,17	—	0,02	0,02	12,74	0,09	—	0,07	0,02	—	98,97
74	39,69	0,04	0,71	0,39	5,21	1,81	0,09	38,93	0,41	0,22	—	0,09	сл.	—	—	12,57	—	0,05	—	100,20
75	40,74	0,05	0,92	0,72	4,76	3,96	0,14	37,57	0,14	0,15	0,014	нет	нет	10,44	0,16	—	0,12	0,04	—	99,67
76	34,48	0,02	0,71	0,42	5,53	2,00	0,12	39,21	0,20	0,22	—	0,02	—	—	—	16,48	—	0,01	0,01	99,43
77	40,19	0,04	0,98	0,29	4,70	2,63	0,09	38,62	0,21	0,25	0,011	0,10	0,02	11,03	0,70	—	0,54	0,10	0,04	99,91
78	42,99	0,04	0,90	0,26	1,15	6,26	0,17	36,40	0,12	0,21	0,008	сл.	сл.	10,70	0,05	—	0,04	0,01	0,03	99,29
79	38,92	0,04	0,98	0,62	5,11	3,70	0,12	38,15	0,05	0,20	0,011	0,12	0,02	10,83	1,57	—	1,54	0,03	0,05	100,40
80	41,40	0,06	1,17	0,33	5,21	3,26	0,09	37,11	0,41	0,28	0,008	сл.	сл.	10,13	0,13	—	0,09	0,04	0,07	99,66

Продолжение табл. 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
81	44,06	0,18	2,50	0,56	5,72	2,24	0,11	32,80	нет	—	0,011	0,03	0,26	10,24	0,09	—	—	0,09	—	98,82
82	42,74	0,05	0,79	0,29	2,43	4,49	0,13	36,16	0,82	0,15	0,008	0,05	0,03	—	—	11,83	—	0,05	—	100,02
83	41,62	0,11	1,25	1,59	2,55	4,66	0,17	36,93	0,10	0,30	—	0,12	0,02	—	—	10,38	—	—	—	99,70
84	37,30	0,06	0,53	0,49	3,88	2,63	0,11	38,25	0,09	0,20	—	0,10	0,02	—	—	16,31	—	—	—	100,09
85	40,28	0,07	0,53	0,51	5,61	3,05	0,07	37,65	0,13	0,22	—	0,05	0,04	—	—	11,75	—	—	—	99,96
86	38,97	0,08	3,22	0,44	6,15	3,47	0,14	35,36	0,13	0,16	—	0,06	0,06	—	—	11,15	—	—	—	99,39
87	40,88	0,06	1,79	0,46	3,81	0,66	0,07	38.76	0,22	0,16	—	0,07	0,02	—	—	12,81	—	—	—	99,77
88	38,97	0,07	0,71	0,45	1,46	5,27	0,20	35,66	2,14	0,20	—	0,30	0,05	—	—	14,96	—	—	—	99,44
89	36,24	0,06	0,99	0,34	0,44	5,29	0,12	37,22	0,28	0,19	0,007	0,10	0,05	10,60	7,80	—	7,99	0,01	—	99,72
90	44,44	0,03	0,03	1,46	0,30	4,98	0,26	35,94	0,55	0,16	0,007	0,12	сл.	10,81	0,45	—	0,43	0,02	0,05	100,29
91	40,41	0,06	1,25	0,35	2,86	3,00	0,12	40,03	сл.	0,21	0,009	0,05	0,05	10,22	0,60	—	1,51	0,09	0,03	99,85
92	41,21	0,06	2,14	0,38	2,89	2,86	0,13	38,12	0,14	0,18	0,006	0,14	0,05	11,70	0,17	—	0,05	0,12	сл.	100,16
93	39,39	0,08	0,71	0,37	5,41	1,81	0,09	38,80	0,31	0,22	—	0,15	0,06	—	—	11,95	—	0,03	—	99,33
94	37,60	нет	1,13	0,28	2,78	3,59	0,19	42,09	сл.	0,16	—	нет	нет	11,20	0,56	—	—	—	0,09	99,67
Среднее	40,00	0,06	1,01	0,47	4,45	2,31	10,2	37,72	0,29	0,20	0,009	0,70	0,03	10,98	1,27	—	1,23	0,04	0,04	99,78

ждена массовыми пересчетами нацело серпентинизированных пород Урала, состав которых чаще всего соответствует оливиновым гарцбургитам и гарцбургитам [16].

Виртуальный состав серпентинитов северной части Кузнецкого Алатау, по данным пересчетов 32 химических анализов (рис. 2), соответствует гарцбургитам и оливиновым гарцбургитам, согласно номенклатуре И. А. Малахова (1962).

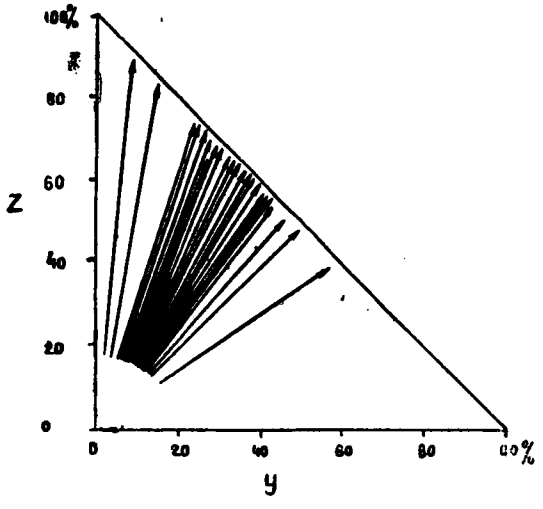


Рис. 2. Виртуальный состав гипербазитов северной части Кузнецкого Алатау

По петрографическому составу ультраосновных пород и степени их серпентинизации все имеющиеся химические анализы сгруппированы нами в пять выборок, для каждой из которой рассчитан средний химический состав. Первая выборка включает 11 анализов неизменных и слабо серпентинизированных дунитов с содержанием конституционной воды до 4,5% (0,13—4,43%). Вторая выработка состоит из 16 химических анализов серпентинизированных дунитов, содержание воды в которых колеблется от 5 до 11% (5,32—8,50%). В третью выборку включено 12 анализов свежих и слабо серпентинизированных гарцбургитов (содержание воды 1,45—4,34%). Четвертая выборка состоит из 23 анализов серпентинизированных гарцбургитов с пределами колебания воды от 5,38 до 9,52%. Пятая выборка представлена 32 анализами серпентинитов, содержание воды в которых изменяется от 10,13 до 16,16%.

Разделение химических анализов гипербазитов по указанному принципу позволяет рассматривать особенности химизма главных петрографических разновидностей пород в тесной связи со степенью их серпентинизации.

Для графического изображения химических анализов нами использованы средние составы главных петрографических разновидностей пород, которые нанесены на векторную диаграмму (рис. 3), построенную по методу Н. Д. Соболева [23] с некоторыми изменениями в левой ее части, где параметр «h» заменен значением величины H_2O (в вес. %).

При анализе диаграммы (рис. 3) и таблиц 1 и 2 выявляется большое сходство средних химических составов наиболее распространенных петрографических разновидностей — гарцбургитов и дунитов. Близость среднего состава этих пород объясняется весьма высоким содержанием оливина в гарцбургитах, которое редко опускается ниже 75—80%. Значения параметра «в» для дунитов и гарцбургитов изменяются в узких пределах — от 62,5 до 65,3. При этом фигуративные точки дунитов характеризуются несколько более высоким значением этого параметра по сравнению с гарцбургитами, что связано с обогащением последних кремнеземом в результате увеличения в их составе роли ромбического

пироксена. Специфические особенности состава гарцбургитов, в отличие от дунитов, находят графическое выражение в более пологом наклоне проекции векторов к ребру тетраэдра SB на правой части диаграммы.

Величина соотношения M/F, известного в литературе под названием «критерия Хесса», составляет 10,4 для дунитов и 9,8 для гарцбургитов, что позволяет относить эти образования к гипермагбазитам — производным самостоятельной гипербазитовой магмы, по классификации Н. Д. Соболева [23]. Формационная принадлежность ультраосновных пород подтверждается также решением уравнений гиперплоскости по способу, предложенному В. А. Кутолиным, И. М. Волоховым и Г. Н. Каратаевой [13] и А. Н. Сутуриным [24].

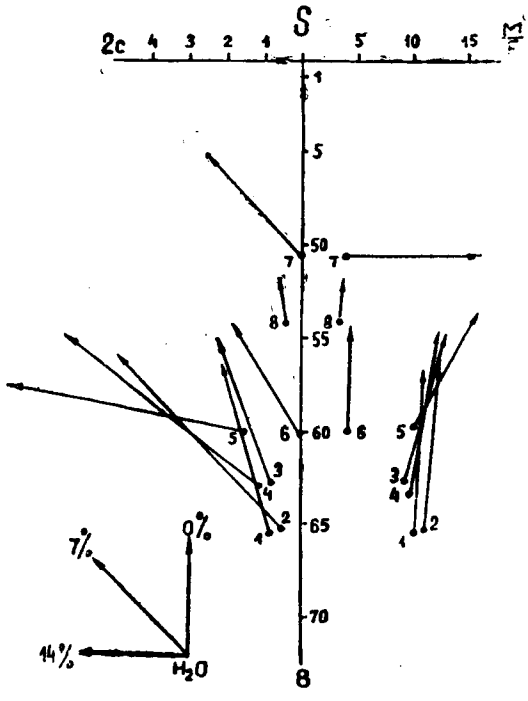


Рис. 3. Векторная диаграмма средних составов гипербазитов северной части Кузнецкого Алатау. *1* — дуниты свежие и слабо серпентинизированные (11 анализов), *2* — дуниты серпентинизированные (16 анализов), *3* — гарцбургиты свежие и слабо серпентинизированные (12 анализов), *4* — гарцбургиты серпентинизированные (23 анализа), *5* — серпентиниты (32 анализа), *6* — лерцолит (1 анализ), *7* — энстатитит (1 анализ)), *8* — диаллагит (1 анализ)

Значения коэффициента «2c» оказываются одинаковыми (0,8) лишь для неизмененных разностей ультраосновных пород, понижаясь до 0,5 в дунитах и возрастая до 1,1 в гарцбургитах, подвергнутых серпентинизации.

Что касается других, не получивших отражения на диаграмме особенностей химизма дунитов и гарцбургитов, то они вытекают непосредственно из данных химических анализов (табл. 1) и заключаются в исчезающе малом количестве щелочей и кальция в составе гипербазитов. Последний связан в карбонатах, образующихся при постмагматических процессах.

Интересно отметить некоторые изменения химизма гипербазитов в процессе их серпентинизации. Состав дунитов, как следует из расположения фигуративных точек свежих и серпентинизированных разностей, изменяется незначительно и выражается в небольшом увеличении характеристики «S», а также составляющей «y», что может свидетельствовать о частичном выносе магния и привносе кремния.

Общая направленность процесса серпентинизации гарцбургитов выражается в уменьшении значения параметра «S» при одновременном возрастании «в» и оливиновой составляющей «z», что указывает на некоторый привнос магния и с определенностью объясняется резкой неустойчивостью ромбического пироксена, на месте которого в процессе серпентинизации чаще всего возникают более магнезиальные, чем серпентин, минералы — тальк, вторичный оливин, куммингтонит [7].

Процессы псевдоморфного избирательного замещения ромбического пироксена другими минералами в гипербазитах севера Кузнецкого Алатау пользуются довольно широким площадным развитием [9].

Положение проекции вектора серпентинитов на диаграмме (рис. 3) определяется значительным уменьшением величины параметров «в» и «z» с одновременным возрастанием составляющей «у», что находит отражение в заметном отклонении вектора от оси «SB» вправо. Из сказанного следует, что состав гипербазитов в процессе серпентинизации претерпел существенные изменения, выражающиеся, главным образом, в значительном уменьшении количества магния и некотором увеличении содержания кремнезема.

Сделанный вывод вытекает не только из анализа петрохимических данных, но подтверждается также расчетом баланса вещества при серпентинизации гипербазитов [9].

Виртуальный состав серпентинитов, как показали произведенные нами пересчеты (рис. 2), отвечает составу гарцбургитов и подтверждается значениями петрохимического параметра M′/S, предложенного А. Я. Каневским [11] для разделения серпентинитов по номенклатуре материнских пород. Интересно отметить, что гарцбургиты по величине этого параметра (M′/S = 1,72) хорошо сопоставляются со значением его по анализам Р. Дели (M′S=1,73). Вместе с тем дуниты (M′S= =1,94) заметно отличаются от дунитов по Р. Дели (M′S=1,87).

Наглядные представления о специфике химизма главных петрографических разностей гипербазитов северной части Кузнецкого Алатау получены на диаграмме (рис. 4), где достаточно определенно намечаются три поля — дунитовое, гарцбургитовое и серпентинитовое. Дунито-

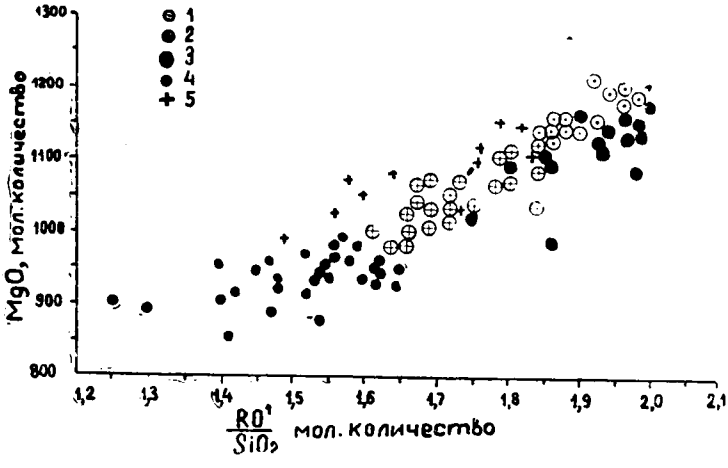


Рис. 4. Зависимость содержания MgO в гипербазитах от величины отношения $\frac{RO'}{SiO_2}$. *1* — дуниты, *2* — гарцбургиты серпентинизированные, *3* — дуниты серпентинизированные, *4* — серпентиниты, *5* — гарцбургиты

вое поле характеризуется максимальными значениями молекулярного количества MgO и отношения $RO' : SiO_2$ (где RO′ — разность, полученная при вычитании из суммы двухвалентных оснований RO эквивалентной суммы трехвалентных окислов хрома и алюминия, полагая, что

они входят в состав хромшпинелидов), серпентинитовое — минимальными, а гарцбургитовое — промежуточными. Параметры полей диаграммы в обобщенном виде представляются следующим образом:

Породы	MgO	RO':SiO_2
Дуниты	1100	1,80—2,00
Серпентинит	1000—1100	1,60—1,80
Гарцбургиты	1000	1,40—1,60

При рассмотрении диаграммы (рис. 4) обращают на себя внимание более низкие значения молекулярных количеств MgO в серпентинизированных разностях пород по сравнению с неизменными гипербазитами.

Таким образом, между указанными ингредиентами в ряду дунит-гарцбургит-серпентинит существует достаточно определенная зависимость, указывающая на изменения между главными породообразующими компонентами в процессе серпентинизации пород.

В отличие от рассмотренных главных типов ультраосновных пород, пироксениты характеризуются значительным возрастанием содержания кремнезема в их составе. По значению соотношения M/F (<5) пироксениты занимают особое положение на диаграмме (рис. 3) и довольно резко отличаются от производных гипербазитовой магмы, что не противоречит предположению о их метаморфической природе. Что же касается других параметров состава пироксенитов, то они хорошо подчеркивают особенности их химизма, выражающиеся для диаллагитов в обогащении кальцием (короткий вектор) и незначительной роли его в энстатититах, которым на диаграмме отвечает длинный горизонтальный вектор.

Проекция вектора лерцолитов характеризуется промежуточным положением между пироксенитами и гарцбургитами. С последними их сближает повышенное содержание кремнезема по сравнению с дунитами, а с пироксенитами — значительное количество кальция, который практически отсутствует в составе главных петрографических разновидностей гипербазитов.

По общим особенностям химизма, вытекающим из приведенной характеристики, ультраосновные породы северной части Кузнецкого Алатау хорошо сопоставляются с гипербазитами альпинотипной формации юга Сибири [21] и отличаются от аналогичных образований других формационных типов. Различия же между отдельными петрографическими разновидностями альпинотипных гипербазитов выступают менее рельефно. Так, дуниты Кузнецкого Алатау оказываются более магнезиальными по сравнению со средним из 25 анализов дунитов юга Сибири [21], что фиксируется повышенной ролью параметра «z» и, следовательно, более крутым наклоном проекции вектора к оси SB.

Сравнение химического состава главных петрографических типов изученных альпинотипных гипербазитов с аналогичными породами габбро-пироксенит-дунитовой формации Алтае-Саянской области в целом [4] и Кузнецкого Алатау, в частности [5], показывает (табл. 2), что между ними имеются существенные различия.

Изученные нами дуниты и гарцбургиты содержат в среднем на 15% больше магния, чем аналогичные образования габбро-пироксенит-дунитовой формации и почти не отличаются между собой по количеству кремнезема. Вместе с тем они содержат в два раза меньше железа и в три раза меньше алюминия. Особенно существенной оказывается разница в содержании кальция, титана и щелочей. Так, окиси кальция в дунитах и перидотитах габбро-пироксенит-дунитовой формации соответственно в 6 и 11 раз больше, чем в альпинотипных гипербазитах

севера Кузнецкого Алатау. Содержание титана и щелочей в составе последних в 4—6 раз меньше по сравнению с ультраосновными породами габбро-пироксенит-дунитовой формации.

Весьма существенные различия между гипербазитами сравниваемых формаций устанавливаются и по величине соотношения M/F, которое, по признанию большинства исследователей, имеет генетический смысл.

Таблица 2

Окислы	Дуниты		Перидотиты	
	Кузнецкий Алатау (среднее 16 анализов)	Алтае-Саянская область, (среднее 3 ан. [4])	Кузнецкий Алатау (среднее 23 анализов)	Алтае-Саянская область (среднее 4 анализов [4])
SiO_2	38,29	38,77	39,85	39,18
TiO_2	0,06	0,15	0,04	0,23
Al_2O_3	0,51	1,22	0,75	2,37
Cr_2O_3	0,57	не опр.	0,52	не опр.
Fe_2O_3	3,76	3,45	3,57	5,01
FeO	4,00	12,09	4,23	8,29
MnO	0,14	0,15	0,12	0,17
MgO	44,83	38,11	42,55	35,89
CaO	0,12	0,73	0,17	1,80
NiO	0,25	не опр.	0,24	не опр.
Na_2O	0,06	0,33	0,07	0,28
K_2O	0,02	0,08	0,02	0,11
п. п. п.	7,64	не приведено	7,47	не приведено
Сумма	100,99	95,08	100,47	93,33
M/F	11,2	4,9	10,0	5,0

Следует подчеркнуть, что железистость ультраосновных пород габбро-пироксенит-дунитовой формации Кузнецкого Алатау, описанной И. М. Волоховым и др. [5], значительно выше железистости изученных нами гипербазитов. Так, коэффициент железистости серпентинизированных дунитов альпинотипной формации севера Кузнецкого Алатау равен 8,6 (здесь и далее вычисленные значения этого коэффициента для удобства при сопоставлении с M/F умножены на 100), а для этих же пород габбро-пироксенит-дунитовой формации — 16,8. Для перидотитов эти цифры равны соответственно 9,1 и 16,7.

Для выяснения характера распределения главных породообразующих окислов и изучения корреляционных зависимостей между ними была проведена статистическая обработка 80 полных химических анализов гипербазитов, из которых 22 анализа представлены неизмененными и слабо серпентинизированными дунитами и гарцбургитами (содержание конституционной воды менее 5 вес. %), 34 — серпентинизированные разности этих пород (содержание воды 5—10 вес. %) и 24 — серпентинитами (содержание воды более 11 вес. %).

Параметры распределения главных породообразующих окислов в ультраосновных породах северной части Кузнецкого Алатау представлены в табл. 4.

Проверка гипотезы нормального распределения для SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MgO, Cr_2O_3 и NiO в каждой из трех выборок была проведе-

на с помощью статистических оценок коэффициентов асимметрии и эксцесса при уровне значимости 5% [25]. На основании имеющихся в табл. 4 данных смещения оценок коэффициентов А и Е нами были вычислены их несмещенные оценки путем умножения значений асимметрии и эксцесса соответственно на выражения:

$$\frac{\sqrt{n(n-1)}}{n-2} \text{ и } \frac{n-1}{(n-2)(n-3)} \cdot \left[E_2 + \frac{6}{n+1}\right];$$

где n — объем выборки. Полученные величины были разделены соответственно на $\delta_A = \sqrt{\frac{6}{n+3}}$ и $\delta_E = \sqrt{\frac{24}{n+5}}$. По теории, если значения A/δ_A и E/δ_E по абсолютной величине больше трех, то распределение анализируемого компонента можно считать нормальным.

Анализ параметров распределения породообразующих окислов в изученных гипербазитах (табл. 3) с учетом проведенных статистиче-

Таблица 3

Параметры распределения главных породообразующих окислов в ультраосновных породах северной части Кузнецкого Алатау

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	Cr_2O_3	NiO
I. Дуниты и гарцбургиты неизмененные (22 анализа)							
$\bar{x}$	41,128	0,645	3,076	5,102	45,774	0,354	0,268
S^2	2,994	0,134	2,479	1,462	5,251	0,013	0,017
S	1,730	0,366	1,575	1,209	2,292	0,116	0,132
A	0,642	0,329	0,206	−0,163	−0,308	−0,379	1,671
E_1	0,850	0,852	0,811	0,783	0,828	0,743	0,638
E_2	−0,979	−1,408	−0,489	−0,637	−1,196	−0,541	2,542
II. Дуниты и гарцбургиты серпентинизированные (34 анализа)							
$\bar{x}$	39,385	0,617	3,481	4,068	43,877	0,504	0.244
S^2	1,569	0,111	0,888	1,280	3,956	0,073	0,004
S	1,253	0,333	0,942	1,131	1,989	0,270	0,065
A	−0,054	0,068	0,312	0,303	−0,200	−0,975	−1,083
E_1	0,781	0,826	0,752	0,831	0,885	0,717	0,709
E_2	−0,290	−0,846	−0,186	−0,799	−1,441	0,580	3,805
III. Серпентиниты (24 анализа)							
$\bar{x}$	40,234	0,901	4,340	2,804	37,900	0,447	0,197
S^2	2,604	0,207	3,429	2,296	1,303	0,039	0,001
S	1,614	0,455	1,852	1,515	1,142	0,197	0,039
A	0,656	0,875	−0,076	0,380	−0,203	2,129	0,921
E_1	0,732	0,730	0,767	0,766	0,773	0,671	0,745
E_2	0,231	0,523	−0,459	−0,642	−0,701	1,533	0,336

ских оценок коэффициентов асимметрии и эксцесса позволяет выявить следующие закономерности.

Таблица 4

Значения коэффициентов корреляции между содержаниями породообразующих окислов в гипербазитах северной части Кузнецкого Алатау

Окислы	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	Cr_2O_3	NiO	п.п.п.
1. Дуниты и гарцбургиты неизмененные и слабо серпентинизированные								
п.п.п.	—0,20	—0,04	0,21	—0,34	—0,32	—0,28	—0,22	
NiO	—0,18	—0,12	—0,25	0,26	0,40	0,08		
Cr_2O_3	0,44	0,24	0,23	—0,20	—0,31			
MgO	—0,75	—0,34	—0,43	0,42				
FeO	—0,22	0,13	—0,84					
Fe_2O_3	0,21	—0,16						
Al_2O_3	0,26							
					n = 22; d = 0,05; r ⩾ 0,42			
2. Дуниты и гарцбургиты серпентинизированные								
п.п.п.	—0,18	0,20	—0,21	—0,05	—0,40	—0,03	0,14	
NiO	—0,33	0,16	0,18	—0,32	—0,43	0,22		
Cr_2O_3	—0,30	0,12	—0,51	—0,12	0,20			
MgO	—0,62	—0,49	0,10	—0,55				
FeO	0,37	0,23	—0,52					
Fe_2O_3	—0,20	—0,05						
Al_2O_3	0,23							
					n = 34; d = 0,05; r ⩾ 0,44			
3. Дуниты и гарцбургиты неизмененные и серпентинизированные								
п.п.п.	—0,51	0,31	0,14	—0,41	—0,48	0,22	0,20	
NiO	—0,14	—0,02	—0,14	0,07	—0,41	0,07		
Cr_2O_3	—0,29	0,12	0,08	—0,25	—0,05			
MgO	—0,38	—0,39	—0,23	0,04				
FeO	0,26	0,19	—0,69					
Fe_2O_3	—0,05	0,12						
Al_2O_3	0,23							
					n = 56; d = 0,05; r ⩾ 0,26			
4. Серпентиниты								
п.п.п.	—0,45	—0,45	—0,20	—0,03	—0,10	0,06	—0,06	
NiO	—0,25	—0,02	0,40	—0,16	0,11	—0,21		
Cr_2O_3	—0,15	—0,22	0,29	—0,35	0,29			
MgO	—0,40	0,07	0,42	—0,64				
FeO	0,41	0,05	—0,72					
Fe_2O_3	—0,51	—0,27						
Al_2O_3	0,41							
					n = 24; d = 0,05; r ⩾ 0,40			

Примечание. Подчеркнуты коэффициенты корреляции, значения которых равны или более критических при уровне значимости в 0,05.

В неизмененных и слабо серпентинизированных гипербазитах гипотеза нормального распределения принимается для всех указанных выше породообразующих окислов, кроме NiO, для которого она отвергается как по асимметрии, так и по эксцессу. Отклонение характера распределения никеля от нормального закона связано, по всей вероятности, с вхождением его в кристаллическую решетку оливина. Как указывает Д. А. Родионов (1961), в том случае, если элемент концентрируется в каком-либо одном минерале, для него характерен логнормальный закон распределения.

В серпентинизированных гипербазитах гипотеза нормальности принимается для SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 и FeO. Для MgO гипотеза отвергается из-за эксцесса, для Cr_2O_3 и NiO она не может быть принята как по эксцессу, так и по асимметрии. Неприемлемость гипотезы нормальности к Cr_2O_3, по-видимому, следует связывать с явлениями замещения аксцессорных хромшпинелидов магнетитом. Причину нарушения закона нормального распределения магния можно видеть в возрастании миграционной способности этого элемента на определенных стадиях процесса серпентинизации, что, как было показано выше, устанавливается как геолого-петрографическими наблюдениями, так и петрохимическими пересчетами.

В серпентинитах нормальное распределение проявляют SiO_2, MgO, Fe_2O_3 и FeO, остальные окислы не подчиняются закону нормального распределения. Для Al_2O_3 и Cr_2O_3 гипотеза нормальности отвергается и по асимметрии, и по эксцессу, для NiO — только по асимметрии. Весьма показательным является восстановление нормальности в распределении магния. Этот факт нельзя объяснить с позиций сохранения закона нормального распределения для MgO в серпентинитах, как это делают некоторые исследователи [21]. Очевидно, здесь проявляется качественно новое содержание закона распределения, действие которого определяется прежде всего условиями формирования гипербазитов и процессами их последующего изменения.

Рассчитанные для каждой из трех выделенных групп гипербазитов общие коэффициенты корреляции между содержаниями SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MgO, Cr_2O_3 и п. п. п. приведены в табл. 4. Кроме того, отдельно нами были вычислены коэффициенты корреляции между содержаниями указанных окислов для суммарной выборки с исключением из нее анализов серпентинитов. При расчетах нами использовались процентные содержания породообразующих окислов, а не их отношения к величине постоянного компонента в породе [3], что, как показали недавние исследования [1], вполне оправдано и практически не влияет на характер корреляционных связей.

При рассмотрении матриц коэффицентов корреляции (табл. 5) прежде всего следует отметить наличие связей FeO с MgO и Fe_2O_3, значимых во всех трех выборках. Интерес представляют также и связи этих окислов с SiO_2.

Положительная связь FeO с MgO и высокая отрицательная связь MgO с SiO_2 легко объясняются минеральным составом пород: увеличение содержания ромбического пироксена в гарцбургитах ведет к возрастанию в них роли SiO_2 с одновременным уменьшением содержания MgO и FeO. Коэффициент корреляции между SiO_2 и FeO является незначимым ($rSiO_2$, FeO $=-0{,}22$; $r_{0{,}05}=0{,}42$), что, по-видимому, связано с малым объемом выборки неизмененных гипербазитов.

В серпентинизированных гипербазитах и серпентинитах связь FeO с MgO становится отрицательной, что обусловлено различием в поведении магния и железа в процессе серпентинизации. По мере возрастания

интенсивности этого процесса магний оказывается более подвижным по отношению к железу, что находит отражение в положительной корреляции между FeO с SiO_2 при исключении влияния MgO.

Вывод о более высокой активности магния в процессе серпентинизации согласуется с данными о широком развитии вторичной оливинизации ультраосновных пород [7].

Достаточно высокая отрицательная связь FeO с Fe_2O_3, устанавливаемая для всех трех выборок, объясняет не только соотношение окисного и закисного железа в неизмененных породах, но и является отражением общего хода процесса серпентинизации. Наличие указанной зависимости свидетельствует о том, что закисное железо, связанное в оливине и пироксене, является главным источником Fe_2O_3 в серпентинизированных гипербазитах и серпентинитах. Высокое значение этой связи в серпентинитах наряду с положительной корреляцией FeO и SiO_2 обусловливает значимую отрицательную связь SiO_2 и Fe_2O_3. Исключение влияния FeO снижает эту связь и делает ее незначимой ($r_{SiO_2,Fe_2O_3\cdot FeO} = -0{,}34$; $r_{0,05} = 0{,}42$). Точно так же, ложной, наведенной другими связями, а именно — связями FeO с MgO и Fe_2O_3 является значимая корреляция MgO с Fe_2O_3 в неизмененных гипербазитах и серпентинитах. При исключении влияния FeO эти связи исчезают ($r_{MgO,Fe_2O_3\cdot FeO} = -0{,}14$; $r_{0,05} = 0{,}43$ — в гипербазитах; $r_{MgO,Fe_2O_3\cdot Fe^O} = -0{,}07$; $r_{0,05} = 0{,}41$ — в серпентинитах).

В неизмененных гипербазитах устанавливается отрицательная корреляционная связь MgO с Al_2O_3. Следует указать, что, хотя эта связь и является незначимой, но достаточно высокой ($r_{MgO,Al_2O_3} = -0{,}34$; $r_{0,05} = 0{,}42$), при исключении влияния Fe_2O_3 и FeO она становится значимой $_{MgO,Al_2O_3\cdot Fe_2O_3} = -0{,}45$; $r_{MgO,Al_2O_3\cdot FeO} = -0{,}43$). В серпентинизированных гипербазитах связь между MgO и Al_2O_3 обнаруживается непосредственно. Следует подчеркнуть, что в составе этой выборки резко преобладают гарцбургиты с переменным соотношением оливина и ромбического пироксена и отличающиеся, кроме того, повышенным содержанием хромшпинелидов по сравнению с дунитами. Природа связи MgO с Al_2O_3 объясняется, с одной стороны, вхождением алюминия в состав хромшпинелидов, с другой — его ролью в составе главных породообразующих минералов — оливина и ромбического пироксена. По данным Росса (Ross и др., 1954), содержание глинозема в энстатите дунитов составляет в среднем 1,29%, а в оливине из тех же дунитов — лишь 0,09%. В энстатитах из перидотов содержится 1,75% глинозема [28]. Согласно нашим данным, количество глинозема в гарцбургитах несколько выше, чем в дунитах.

Таким образом, выявленная связь Al_2O_3 с MgO по своему характеру является не только геохимической, но и, по-видимому, отражает особенности дифференциации гипербазитового субстрата, вытекающие из реального соотношения главных породообразующих минералов — оливина и ромбического пироксена в породе, и поэтому имеет петрологическое значение.

В серпентинитах зависимость между MgO и Al_2O_3 исчезает, а последний обнаруживает ложную корреляцию с SiO_2, которая устраняется при исключении влияния MgO ($r_{SiO_2,Al_2O_3\cdot MgO} = 0{,}07$; $r_{0,05} = 0{,}41$).

Природа положительной корреляционной связи между SiO_2 и Cr_2O_3 для нас остается пока неясной.

Весьма показательным представляется установление прямой корреляционной зависимости между содержаниями никеля и магния, что является доказательством существования закономерной количественной

связи между этими элементами, возникающей в результате их изоморфизма [27].

Прямая связь между NiO и MgO нарушается в серпентинитах, что объясняется перераспределением этих элементов при серпентинизации, а также частичной миграцией никеля [19, 21]. Не менее важное значение в геохимии никеля приобретает устанавливаемая его положительная корреляция с окисным железом в серпентинитах. Как известно, преобладающее количество окисного железа, высвобождающегося при серпентинизации ортосиликатов, связывается в магнетите и, частично, в гематите. Содержание никеля в рудной фракции серпентинитов, состоящей почти из чистого магнетита, согласно полученным нами данным, составляет 0,47% при среднем содержании NiO в серпентинитах 0,2%.

Имеющиеся факты позволяют сделать вывод о том, что основным концентратором никеля в серпентинитах является магнетит, образующийся в результате окисления железа, входящего в состав оливина и энстатита. Из этого вывода следует, что участки повышенной концентрации магнетита в серпентинитах представляют интерес для оценки их никеленосности.

Полученные результаты обработки статистических данных подтверждают широко распространенное представление о существовании прямой зависимости между содержанием никеля и магния в гипербазитах [27]. Кроме того, нами установлена достоверная прямая корреляционная связь между содержаниями никеля и трехвалентного железа в серпентинитах, что дает возможность более определенно судить о поведении никеля в процессе серпентинизации ультраосновных пород. Достаточно высокая, хотя и незначимая прямая связь между никелем и трехвалентным железом ($r_{NiO,Fe_2O^3}=0{,}362$; $r_{0_{05}}=0{,}389$) в серпентинитах выявлена также Г. В. Пинусом [21].

Полученные нами данные не согласуются с выводами некоторых исследователей, которые считают представление о связи никеля с магнием ошибочным, утверждая при этом, что «никель коррелируется не с магнием, а с двухвалентным железом» и что между ними существует не прямая, а обратная связь [21].

Установление отрицательных связей п. п. п. с основными породообразующими окислами SiO_2, MgO и FeO имеет важное значение в связи с проблемой серпентинизации гипербазитов. Указанные связи отражают общие особенности химизма этого процесса, заключающиеся в том, что с увеличением содержания воды в породах отмечается соответствующее уменьшение количества главных породообразующих окислов. Необходимо подчеркнуть, что отрицательная связь между п. п. п. и FeO, характеризующая степень окисления закисного железа, объективно существует лишь в слабо измененных и серпентинизированных разностях, а в серпентинитах она отсутствует. Этот вывод необходимо учитывать при рассмотрении вопроса о критериях серпентинизации гипербазитов.

Интересно отметить, что по мере увеличения степени серпентинизации ультраосновных пород уменьшается сила корреляционной связи между двумя главнейшими породообразующими окислами — SiO_2 и MgO, что доказывается расчетом t-критерия. Проведенное при помощи t-критерия сравнение коэффициентов корреляции r_{MgO,SiO_2} для слабо серпентинизированных гипербазитов и серпентинитов (табл. 5) показало, что между ними существует различие, близкое к значимому (значение *t*-критерия равно 1,94). Таким образом, один из важных, полученных нами петрохимических выводов об изменении соотношения между основными компонентами в процессе серпентинизации ультраосновных пород, подтверждается статистическими методами. Как известно, среди

исследователей гипербазитов по этому вопросу нет единого мнения. Наряду с утверждением об изменении соотношений между главными породообразующими окислами при серпентинизации [14, 17] существуют представления о сохранении количественных соотношений в ходе этого процесса [2, 16, 26].

Из рассмотренных данных следует, что по мере увеличения степени серпентинизации ультраосновных пород изменяется и характер распределения в них некоторых породообразующих окислов. Отклонения от нормального закона распределения породообразующих окислов несомненно является отражением физико-химического режима процесса серпентинизации гипербазитов, в ходе которого создаются благоприятные условия не только для перераспределения, но и для миграции некоторых петрогенных элементов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алешин С. М. К вопросу о ложной корреляции. Геохимия, № 4, 1967.

2. Артемов В. Р., Кузнецова В. Н. Метасоматические изменения гипербазитов при серпентинизации. В сб. «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании». «Недра», М., 1966.

3. Вистелиус А. Б. Проблемы математической геологии. Геология и геофизика, № 7, 1963.

4. Волохов И. М. О габбро-пироксенит-дунитовом формационном типе магматических образований в Алтае-Саянской складчатой области. В сб. «Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области». «Наука», 1965.

5. Волохов И. М., Иванов В. М., Пругов В. П. Габбро-пироксенит-дунитовая интрузивная ассоциация Кузнецкого Алатау. ДАН СССР, т. 179, № 4, 1968.

6. Врублевский В. А., Гончаренко А. И. Гипербазиты северного продолжения Кузнецкого Алатау (Томская область). В сб. «Проблемы геологии и металлогении Сибири». Труды ТГУ, т. 203, 1969.

7. Гончаренко А. И. О парагенезисах минералов, образующихся при серпентинизации ультраосновных пород горы Бархатной (Кузнецкий Алатау). Труды ТГУ, т. 186, 1966.

8. Гончаренко А. И. Гипербазиты Бархатного массива (Кузнецкий Алатау). В сб. «Материалы по минералогии, петрографии и полезн. ископ. Зап. Сибири и Красноярск. края», вып. 4, 1967.

9. Гончаренко А. И. Гипербазиты северной части Кузнецкого Алатау. Диссертация, 1969.

10. Горелов Г. Ф. Стратиграфия докембрия и нижнего палеозоя северо-западной части Кузнецкого Алатау. Диссертация, 1967.

11. Каневский А. Я. Петрохимический параметр M'/S как критерий разделения серпентинитов среднего Побужья по номенклатуре материнских пород. Геохимия, № 8, 1968.

12. Кортусов М. П. Палеозойские интрузивные комплексы Мариинской тайги (Кузнецкий Алатау), т. 1, Томск, 1967.

13. Кутолин В. А., Волохов И. М., Каратаева Г. Н. К оценке возможности определения формационной принадлежности гипербазитов по петрохимическим данным. Геология и геофизика, № 5, 1966.

14. Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие. Труды ЦНИГРИ, вып. 36, 1936.

15. Малахов И. А. Некоторые вопросы номенклатуры гипербазитов Урала. Известия АН СССР, сер. геол., № 10, 1962.

16. Малахов И. А. Петрохимия ультрабазитов Урала. Труды ин-та геологии УФАН СССР, вып. 79, 1966.

17. Меренков Б. Я., Толстихина К. И. Пористость асбестоносных ультраосновных пород и её генетическое значение. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 13, 1957.

18. Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. Изд. АН СССР, М., 1958.

19. Пинус Г. В. Некоторые вопросы геохимии кембрийских альпинотипных гипербазитов юга Сибири. Геохимия, № 12, 1965.

20. Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. О метаморфических пироксенитах Тувы. Геология и геофизика, № 3, 1960.

21. Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. Изд. «Недра», 1966.

22. Родионов Д. А. К вопросу о логарифмически-нормальном распределении содержаний элементов в изверженных горных породах. Геохимия, № 4, 1961.

23. Соболев Н. Д. К петрохимии ультраосновных пород. Геохимия, № 8, 1959.
24. Сутурин А. Н. Геохимия и петрология гипербазитов Ильчирского комплекса (Восточный Саян). Диссертация, 1970.
25. Урбах В. Ю. Математическая статистика для биологов и медиков. Изд. АН СССР, 1963.
26. Штейнберг Д. С. Новые данные о серпентинизации дунитов и перидотитов Урала. В сб. «Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы». М., 1960.
27. Эдельштейн И. И. К геохимии никеля. Геохимия, № 7, 1960.
28. Deer W. A. Rockforming minerals. London, 1963.
29. Ross C. S. Origin of dunite and of olivine-rich inclusions in basaltic rocks. Am. Min., vol. 39, № 9—10, 1954.

ТРУДЫ ТОМСКОГО ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА им. В. В. КУЙБЫШЕВА

Том 239 1976

О ДИАБАЗАХ КАРАКОЛЬСКОЙ СИНКЛИНАЛИ

(Горный Алтай)

А. Н. КОНОНОВ

Возможность различия петрографически тождественных, но разновозрастных горных пород представляет несомненный петрологический интерес. Диабазы Каракольской синклинали предыдущими исследователями относились к одному комплексу [1, 4, 5]. Однако собранные автором материалы позволяют различить диабазы и отнести соответственно к двум разновозрастным комплексам: позднедевонскому талдинскому и к позднепермскому терехтинскому [3, 5, 6].

Каракольская синклиналь, находящаяся в центральной части Горного Алтая в среднем течении р. Урсула, сложена толщами девона, которые трансгрессивно налегают на севере и востоке на отложения кембро-ордовика, а на западе и юге — ордовика и силура.

Толщи девона разделены на ряд свит [2]. В краевых частях синклинали распространены пестроокрашенные, преимущественно грубообломочные осадочные породы кобленца — нижнего эйфеля (каракудюрская свита). Они перекрыты верхнеэйфельскими эффузивами среднего состава (онгудайская свита). Очень широким распространением в синклинали пользуются кислые эффузивы (куратинская свита), лежащие с конгломератами в основании, а часто и без них, на верхнеэйфельских вулканогенных породах, но нередко и наиболее древних отложениях силура, ордовика и даже кембро-ордовика. С угловым и азимутальным несогласием на кислых эффузивах залегают верхнеживетские (туектинская свита) сероокрашенные конгломераты, алевролиты и глинистые сланцы с горизонтами кварцевых порфиров. Отложения туектинской свиты постепенно сменяются франскими (каракольская, бичиктубомская и богучинская свиты) сероцветными алевролитами, глинистыми сланцами и песчаниками с редкими слоями дацитов и кварцевых порфиров. Возраст отложений устанавливается находками фауны и флоры [2]. Суммарная мощность девонских образований в Каракольской синклинали, находящейся в осевой части Ануйско-Чуйской структурно-формационной зоны, превышает 10 км [2].

По форме, строению и особенностям локализации достаточно отчетливо различаются тела диабазов талдинского и терехтинского комплексов.

Тела диабазов талдинского комплекса пользуются наиболее широким распространением в ядерной части синклинали. Максимальное количество их встречено среди нижнефранских сланцев и алевролитов и сравнительно мало зафиксировано в верхнеживетских эффузивно-осадочных отложениях и кислых эффузивах куратинской свиты. Они залегают в виде силлов, факолитов и реже — штоков и даек. Мощность тел

колеблется от 60—80 до 200—300 м. Иногда они бывают 2—5 м или 500—800 м мощности. Более крупные массивы сложены в краевых частях диабазами, а в середине — габбро-диабазами и габбро, причем кварцевые и меланократовые разновидности их чередуются друг с другом в виде полос и пятен с расплывчатыми границами, сравнительно мелкие тела — только диабазами.

Массивы диабазов талдынского комплекса расположены, как правило, не только среди пород одной толщи, но даже и среди одного слоя. Наши наблюдения под контактами интрузивов с вмещающими отложениями подтверждают вывод Ю. А. Кузнецова [4] о том, что внедрение основной магмы произошло в горизонтальные или пологозалегающие толщи.

Тела диабазов терехтинского комплекса пользуются также достаточно широким распространением на рассматриваемой территории. Они пространственно и парагенетически тесно связаны с интрузивами терехтинского комплекса иного состава (массивы диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров и гранофиров) и совместно с ними образуют дайковый пояс, вытягивающийся по западному крылу Каракольской синклинали в северном направлении. Максимальное количество малых интрузивов наблюдается в южной части синклинали вблизи Чарышско-Терехтинского глубинного разлома. Они залегают в форме даек и реже — небольших изометричных тел. Как правило, мощность их колеблется от 0,5—1 м до 3—15 м. Нередко диабазы участвуют в образовании сложных многократных даек, когда наряду с ними в строении принимают участие диорит-порфириты, гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры. Обычным в диабазах данного комплекса является присутствие ксенолитов остроугольной и пластинчатой формы.

Дайки диабазов терехтинского комплекса залегают среди пород разного состава. Не наблюдается изменения состава структурно-текстурных особенностей породы, а также мощности и простирания тела при пересечении образований разного состава, в том числе интрузивных залежей и фокалитов диабазов талдинского комплекса, как это видно на водоразделе рек Каракол и Шиверта (Талдинская).

По геолого-тектоническому положению наблюдается отличие диабазов талдинского комплекса от диабазов терехтинского. Так формирование первых связано с развитием среднегерцинских складчатых структур, а вторых — с формированием позднегерцинских разрывных нарушений. Разные тектонические условия образования накладывают отпечаток на форму тел — интрузивная залежь или дайка. Диабазы талдинского комплекса связаны постепенной сменой только с габбро-диабазами (как меланократовыми, близкими к пироксенитам, так и кварцевыми), а диабазы терехтинского комплекса являются крайним членом взаимосвязанного переходами ряда диабазы — гранит — порфиры. Тела диабазов терехтинского комплекса более мелкие по размерам.

Диабазы талдинского и терехтинского комплексов петрографически очень близки, но имеют отличительные особенности.

Диабазы талдинского комплекса имеют зеленую или зеленовато-темно-серую, а у альбитизированных разностей — зеленовато-серую, почти белую окраску. Характерной чертой их является присутствие значительного количества некрупных (1—2 мм, реже 1—3 см) округлых миндалин, выполненных только кальцитом или кальцитом, кварцем, альбитом, хлоритом и эпидотом. Диабазы бывают как однородные, так и порфировидные за счет вкрапленников пироксена и плагиоклаза. Породы пойкилоофитовой и офитовой структуры и состоят из основного плагиоклаза (лабрадор № 52—68), авгита (оптические константы:

cNg=38—42°; Ng=1,703; Np=1,682; 2V=56—59°) и значительного количества акцессорных (апатита, магнетита, ильменита, циркона, сфена, рутила, анатаза) и рудных минералов (пирита, гематита, кобальтина, шеелита, халькопирита и галенита). Среди диабазов выделены мезократовые и меланократовые разновидности. Преобладают последние. Некоторые разновидности меланократовых диабазов по составу приближаются к пироксенитам.

Диабазы связаны постепенными переходами с габбро-диабазами и габбро, которые отличаются более крупнозернистым сложением и габбровой структурой. Плагиоклаз в габбро-диабазах и габбро по составу более кислый — это андезин-лабрадор № 48—52 и лабрадор № 58—64, нередко он бывает зонарный, когда ядро сложено лабрадором № 64—66, а периферия лабрадор-андезином и андезином № 40. Среди темноцветных минералов в них, наряду с авгитом, присутствует обыкновенная бурая роговая обманка. В кварцевых разностях габбро в небольшом количестве встречается кварц, выполняющий промежутки между зернами плагиоклаза, авгита и роговой обманки.

Наиболее характерной чертой диабазов талдинского комплекса является то, что они всегда несут следы автометаморфизма. Очень редко удается наблюдать разновидности диабазов, в которых первичные магматические минералы не замещены вторичными. В процессе натрового метасоматоза происходит альбитизация диабазов, габбро-диабазов и кварцевых габбро.

Диабазы терехтинского комплекса темно-зеленого, почти черного цвета, плотные, однородные и порфировидные. Породы пойкилоофитовой и офитовой структуры и состоят из плагиоклаза (андезин-лабрадора, нередко зонарного, когда ядро сложено лабрадором № 58—65, а края — андезином № 35—40), титан-авгита (оптические константы: cNg = 40—45°; Ng = 1,178; 2V = 46—54°), обыкновенной роговой обманки, акцессорных минералов (апатита, циркона, магнетита, ильменита, титаномагнетита, сфена) и единичных листочков биотита. Непременной Составной частью диабазов является некоторое количество сульфидов — пирита, пирротина, сфалерита и галенита.

Кроме вышеописанных мезократовых диабазов наблюдаются и лейкократовые. Лейкократовые диабазы приближаются по составу к диоритовым порфиритам и по сравнению с нормальными диабазами они имеют более кислый зональный плагиоклаз (середина состоит из андезин-лабрадора № 47—56, а края — андезина № 32—36), а среди темноцветных минералов ведущее место принадлежит обыкновенной роговой обманке.

Примечательной особенностью диабазов терехтинского комплекса является присутствие в них единичных некрупных зерен кварца с карродированными краями.

В результате автометаморфизма в диабазах терехтинского комплекса произошло замещение: плагиоклаза — скаполитом, пренитом, эпидотом, цоизитом, кальцитом и хлоритом; пироксена — уралитовой роговой обманкой, актинолитом и хлоритом; обыкновенной роговой обманки — хлоритом.

По петрографическому составу диабазы талдинского комплекса от диабазов терехтинского комплекса отличаются большим количеством пироксена, более основным плагиоклазом, набором акцессорных и рудных минералов, степенью и характером автометаморфических изменений.

Для петрохимических отличий разновозрастных диабазов использованы анализы горных пород (табл. 1). Диабазы талдинского комплек-

Таблица 1

Химический состав основных пород Каракольской синклинали

№ пп	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	п.п.п.	Сумма
1	42,23	3,80	13,79	5,64	10,70	0,23	6,62	11,26	2,40	0,44	0,14	0,27	3,67	100,29
2	43,12	6,0	12,52	4,93	11,28	0,29	4,66	9,69	2,80	0,70	0,15	0,50	3,16	99,80
3	44,10	1,50	17,07	2,63	9,12	0,18	9,90	8,70	2,33	0,39	—	0,26	4,21	100,49
4	44,13	1,62	17,13	2,89	9,04	0,21	10,16	7,92	2,33	0,82	0,31	0,20	3,60	100,46
5	44,90	2,04	17,53	3,03	9,18	0,14	7,46	7,74	3,43	0,22	0,29	0,31	4,03	100,40
6	45,36	1,60	17,68	3,23	8,05	0,20	8,10	7,11	3,56	0,39	0,13	0,37	4,07	99,85
7	49,02	1,40	18,20	6,00	1,92	—	6,30	8,40	3,88	1,21	0,28	—	3,42	100,03
8	49,60	1,20	17,20	5,54	1,42	—	7,50	9,16	3,65	1,05	0,32	—	3,12	99,76
9	41,71	2,50	14,73	5,52	5,89	0,21	3,30	14,76	3,88	0,29	0,15	0,87	5,86	99,61
10	45,10	2,10	16,23	1,28	9,46	0,19	6,19	6,53	4,69	0,82	0,30	0,56	6,06	99,51
11	47,92	2,65	15,53	3,85	9,40	0,20	3,11	5,93	4,23	0,68	0,31	1,25	4,54	99,60
12	53,12	2,03	15,10	3,90	7,38	0,21	3,31	5,62	5,12	0,90	0,40	0,82	2,45	100,36
13	42,95	2,58	14,07	2,89	10,77	0,24	9,23	8,16	1,56	1,33	0,18	0,40	5,23	99,59
14	51,27	0,85	14,21	3,07	6,44	0,17	8,65	9,25	2,22	0,60	0,20	0,13	2,48	99,54
15	52,22	0,58	14,62	1,27	7,77	0,14	8,59	9,37	2,02	0,50	0,29	0,08	2,27	99,72
16	49,81	0,67	17,87	2,63	6,59	0,14	5,28	9,69	1,80	1,76	0,14	0,08	3,24	99,70
17	55,20	1,91	15,27	3,28	5,48	0,21	6,47	4,52	3,34	1,79	0,22	0,18	3,13	100,00

Примечание: 1 — меланократовый габбро-диабаз; 2—4 — меланократовое габбро; 5 — меланократовый диабаз; 6, 7 — диабаз; 8 — габбро-диабаз; 9 — альбитизированное меланократовое габбро; 10—11 — альбитизированный диабаз; 12 — альбитизированное кварцевое габбро; 13—17 — диабаз. Анализы выполнены в химической лаборатории ЗСГУ, пробы 7 и 8 по Б. Н. Лапину [5].

са от диабазов терехтинского комплекса отличаются большей щелочностью (причем среди щелочей в диабазах талдинского комплекса несравненно большее значение имеет натрий), а также большим количеством полевошпатовой извести. Максимальную щелочность и минимальное количество полевошпатовой извести содержат альбитизированные диабазы и габбро-диабазы талдинского комплекса.

Между диабазами различных комплексов наблюдается разница и в концентрации элементов-примесей. Диабазы терехтинского комплекса имеют в составе меньше никеля, кобальта, свинца, меди, бария и стронция, чем диабазы талдинского комплекса, но больше — хрома, цинка, циркония, галлия, бериллия и лантана.

Таким образом диабазы талдинского комплекса от диабазов терехтинского комплекса отличаются меньшим содержанием кремнезема и окиси калия, а также некоторых элементов-примесей, главным образом редких.

Диабазы более молодого позднегерцинского терехтинского комплекса от диабазов среднегерцинского талдинского комплекса отличаются:

а) формой и тектонической позицией слагаемых интрузивов (они встречаются в дайках, формирующихся вдоль разрывных нарушений);

б) меньшими размерами и особенностями геологического строения тел (они участвуют в строении как простых, так и многократных некрупных даек);

в) петрографическим составом (более кислый плагиоклаз, больше роговой обманки, присутствие кварца, иной состав акцессорных и рудных минералов, отсутствие продуктов натрового метасоматоза);

г) петрохимическими свойствами (большим содержанием кремнезема, окиси калия и некоторых редких элементов-примесей).

ЛИТЕРАТУРА

1. Егоров А. С. Геологическое строение Уймонского района в Центральном Алтае. Материалы по геологии Западно-Сибирского края, Томск, 1937, № 40.

2. Кононов А. Н. Отложения девона Центрального Алтая. Сб. ЗСГУ «Материалы по геологии Западной Сибири», Москва, вып. 63. 1962.

3. Кузнецов В. А., Лапин Б. Н., Оболенский А. А., Оболенская Р. В., Скуридин В. А., Кононов А. Н. Магматические комплексы и формации Горного Алтая. Сб. «Магматические комплексы и формации Горного Алтая. Сб. «Магматические формации», Москва, 1964.

4. Кузнецов Ю. А. Геологическое строение центральной части Горного Алтая. «Материалы по геологии Западной Сибири», Томск ,1939, № 41.

5. Лапин Б. Н. Девонский вулканизм и его роль в металлогении Горного Алтая. Сб. ИГГ «Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая», Новосибирск, вып. 13, 1963.

6. Михалева Л. А. Малые интрузии Терехтинского хребта в Горном Алтае и их роль в металлогении. Сб. ИГГ «Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая», Новосибирск, вып. 13, 1963.

ТРУДЫ ТОМСКОГО ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА им. В. В. КУЙБЫШЕВА

Том 239 1976

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ЩЕЛОЧНОГО ВУЛКАНИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

В. П. ПАРНАЧЕВ

Щелочные вулканические породы относительно широко распространены в центральной части Алтае-Саянской складчатой области и связаны преимущественно с девонским вулканизмом посторогенного этапа развития региона. Тектоно-магматическая активизация этой части структуры в нижнем и отчасти в среднем девоне практических повсеместно сопровождалась формированием базальтовых, контрастных базальт-трахитовых, базальт-трахилипаритовых и базальт-липаритовых вулканических ассоциаций. Возникшие тектоно-магматические структуры накладывались на гетерогенный и разновозрастный фундамент (байкалиды Протеросаяна, салаириды Кембросаяна и Кузнецкого Алатау, каледониды Западного Саяна) и выступали по отношению к нему как сквозные структуры.

Практически все проявления щелочного вулканизма связаны с полями развития базальт-трахитовых ассоциаций, наиболее широко распространенных в пределах северной и северо-восточной части Кузнецкого Алатау и в северо-западной части Восточного Саяна.

В пределах каждого из этих районов нижне- среднедевонские вулканогенные серии обладают рядом специфических черт, что находит свое отражение во внутреннем строении серий, петрографических, петрохимических и геохимических особенностях слагающих их вулканитов. Поэтому ниже дается раздельная краткая характеристика девонских вулканогенных формаций Кузнецкого Алатау и северо-западной части Восточного Саяна.

Кузнецкий Алатау. Вулканогенные толщи девона, содержащие нефелиновые породы, отмечаются в Талановском грабене и на восточном склоне Кузнецкого Алатау.

Талановская (Воскресенская, по М. П. Кортусову) грабен-синклинальная структура расположена в осевой части Кузнецкого Алатау на границе Центрально-Кийского внутригеосинклинального поднятия и Таланово-Кундустуюльской внутренней подвижной зоны (Кортусов, 1967). В общем плане эта структура представляет собой тектонический клин в синийско-нижнекембрийских осадочно-эффузивных отложениях шириной от 1,5 до 4 км, протягивающийся в меридиональном направлении на 25 км. С запада и востока Талановский грабен ограничивается региональными тектоническими нарушениями второго порядка, примыкающими к Кузнецко-Аллатаусскому разлому. Нижне-среднедевонские вул-

каногенные образования (тельбесская серия) и сопровождающие их субвулканические и дайковые тела распространены по всей территории грабена и расчленены В. Г. Крюковым и др. (Крюков и др., 1969) на три толщи. Нижняя и верхняя из них сложена оливиновыми базальтовыми порфиритами, относящимися по химической классификации Польдерварта (Poldervaart, 1964) к щелочным оливиновым базальтам. Средняя толща состоит из вулканитов трахитового состава.

Нефелинсодержащие породы — трахитоидные фонолитовые порфиры — фиксируются в центральной и северной частях грабена и приурочены к его восточному и западному тектоническим ограничениям. Они встречаются в единичных случаях в виде дайковых и пластовых тел и являются самыми молодыми образованиями средней толщи трахитовых вулканитов. В южной части грабена отмечается штокообразное тело нефелиновых сиенитов, возрастное положение которых относительно выделенных толщ в настоящее время остается не совсем ясным.

Нижне-среднедевонский возраст тельбесской серии Талановского грабена и содержащихся в ней нефелиновых пород определяется на основании ее сопоставления с близкими флористически и фаунистически охарактеризованными вулканогенно-осадочными образованиями Минусинских впадин.

Другим районом распространения нефелинсодержащих пород, связанных с девонским вулканизмом, является восточный склон Кузнецкого Алатау — зона сочленения срединных массивов салаирид с Минусинской впадиной. Здесь, в пределах девонских глыбовых ступеней И. К. Баженовым (1963) установлена следующая последовательность формирования вулканогенной серии: 1) базальтовые порфириты; 2) базальтовые порфириты и щелочные базальтоиды; 3) базальтовые порфириты; 4) фонолитовые порфиры; 5) базальтовые порфириты.

При преобладающем базальтовом и трахибазальтовом составе (70—80%) во внутреннем строении базальт-трахитовой формации обнаруживается грубое ритмичное чередование в разрезах различных типов эффузивных пород. Нефелинсодержащие породы в составе формации, по данным Ю. Д. Скобелева (Скобелев, 1963), в своем распространении чаще всего контролируются брахиантиклинальными структурами, сопряженными с зонами глубинных разломов, и обычно приурочены к верхним частям ритмов. Они образуют потоки и покровы, а также тесно связанные с ними штоки, дайки, силлы и лакколитообразные тела, и представлены нефелинсодержащими трахиандезитами, фонолитовыми порфирами, берешитами, нефелинитами, нефелиновыми и нефелин-мелилитовыми базальтами, линозаитами, тефритами, базанитами и другими породами (Баженов, 1963; Гладких, 1965, 1968).

Основными участками распространения этих пород являются Копьевское поднятие, р. Ничкурюп, Печище, Улус Теляшкина, участки Батануюльский, Простокишенский, Левобережный и т. д.

Возраст этих образований по данным определения абсолютного возраста пород составляет 410 млн. лет (Скобелев, 1963).

В пределах описанного района вулканогенные толщи базальт-трахитового состава часто сопровождаются гипабиссальными и субвулканическими массивами нефелинсодержащих пород, подавляющее большинство которых приурочено к зонам глубинных разломов и размещаются либо в краевых частях массивов салаирид в непосредственной близости с девонскими наложенными впадинами, либо в наложенных структурах самих девонских краевых ступеней. Интрузии нефелинсодержащих пород обычно представляют собой почти изометричной формы штоки и

реже дайкообразные тела. Чаще всего они залегают в карбонатных толщах синия и нижнего кембрия (массивы Кия-Шалтырь, Кургусуль-Лиственный, г. Дедова) и реже отмечаются в эффузивных толщах девона (г. Горячая).

Петрографический состав этой группы пород в достаточной степени разнообразен и представлен нефелиновыми сиенитами (фойяитами, ювитами), уртитами, а также щелочными габброидами — ийолитами, мельтейгитами, тералитами и т. д. Последняя группа пород по мнению ряда исследователей (Кортусов, Макаренко, 1968; Андреева, 1968), имеет гетерогенное происхождение и возникает как в результате магматических, так и метасоматических процессов. Абсолютный возраст данной группы нефелинсодержащих пород составляет 384 млн. лет (Андреева, 1968).

Восточный Саян. В пределах северо-западной части Восточного Саяна отмечается два района развития нефелинсодержащих пород, связанных с девонским вулканизмом. К первому из них относится зона северо-восточного горного обрамления Чебаково-Балахтинской впадины, а ко второй — Рыбинская впадина.

Северо-восточное горное обрамление Чебаково-Балахтинской впадины в структурном плане представляет собой область сочленения двух разновозрастных структур — байкалид Дербинского антиклинория и салаирид Сисимского синклинория, служащих фундаментом для нижне-среднедевонской вулканогенной быскарской серии. Быскарская серия характеризуется сложным внутренним строением и подразделяется на следующие толщи (снизу вверх): 1) базальных конгломератов; 2) базальтовых и трахибазальтовых порфиритов; 3) трахилипаритовых и трахитовых вулканитов; 4) базальтовых, трахибазальтовых, трахиандезито-базальтовых и трахиандезитовых порфиритов; 5) щелочных вулканитов (трахилипаритовых, трахитовых, фонолитовых и пантеллеритовых); 6) базальтовых и трахибазальтовых порфиритов. Каждая из выделенных вулканогенных толщ содержит присущие только ей субвулканические и дайковые тела сходного петрографического состава.

Вертикальная стратифицированность вулканогенного комплекса сопровождается существенным уменьшением щелочности вулканитов всех толщ быскарской серии в западном направлении, что находит свое отражение в некотором преобладании в восточной части зоны щелочных оливиновых базальтов и нефелинсодержащих пород, а в западной — толеитовых базальтов и кварцсодержащих вулканитов.

Нефелинсодержащие вулканогенные породы в своем распространении контролируются узлами пересечения мощных зон глубинных разломов (Манского, Беллыкского и др.) и в покровной фации встречаются исключительно в составе пятой толщи быскарской серии. Они слагают кальдерообразные и линейные вулканические сооружения (Малотубильский, Солонечный, Лиственный и др. палеовулканы) с широко развитыми в их пределах жерловыми, дайковыми и субвулканическими фациями этих пород (Стафеев, 1970).

Значительно реже дайковые и субвулканические тела (силлы, штоки) встречаются как в полях развития более древних толщ быскарской серии, так и в складчатом додевонском фундаменте.

В петрографическом отношении нефелинсодержащие породы этого района довольно однообразны и представлены нефелинсодержащими щелочными трахитовыми и фонолитовыми порфирами, нефелиновыми сиенит-порфирами и нефелиновыми сиенитами (Парначев, 1968; Фомин и др., 1970).

7 Заказ 8045

Общая площадь распространения нефелинсодержащих пород в северо-восточном горном обрамлении Чебаково-Балахтинской впадины достигает 100 км^2.

Нижне- среднедевонский возраст нефелинсодержащих пород этого района, как и восточного склона Кузнецкого Алатау, определяется на том основании, что они являются составной частью единого вулканического пояса (быскарская, копьевская, чиланская и др. серии), обрамляющего Минусинскую впадину, в пределах которого к настоящему времени в ряде пунктов найдены нижнедевонские растения (Ананьев, 1968) и среднедевонская фауна (Ржонсницкая и др., 1953).

Нефелинсодержащие породы Рыбинской впадины в настоящее время отмечены только в крайней северо-западной части структуры и, как и в предыдущих случаях, генетически связаны с девонской вулканической деятельностью.

Нижне- среднедевонские образования этого района отличаются крайней сложностью внутреннего строения, обусловленной неоднократной перемежаемостью и фациальным замещением осадочных вулканогенно-осадочных и собственно эффузивных пород. Несмотря на отмеченную сложность, в пределах комплекса можно наметить два главных уровня концентрации вулканитов — нижний, характеризующийся ассоциацией основных и кислых пород, и верхний (карымовская свита), отделенный от нижнего горизонта красноцветных осадков и содержащий в своем составе щелочные образования.

Пространственное положение нефелинсодержащих пород контролируется узлами пересечения Восточно-Саянского глубинного разлома с тектоническими нарушениями северо-восточного направления.

Нефелинсодержащие породы покровной фации являются самыми молодыми образованиями карымовской свиты и отмечаются в ядре синклинальной структуры в междуречье Ближней Камалы и Чикана. Они слагают отдельные потоки и экструзивные тела и представлены нефелинсодержащими трахиандезитовыми порфиритами. Кроме того, судя по описанию И. К. Баженова (Баженов, Нагорский, 1937), аналогичные породы отмечаются еще в нескольких пунктах в окрестностях г. Красноярска.

В субвулканической фации нефелинсодержащие породы Рыбинской впадины отмечены пока только в районе г. Черная Сопка (Ю. Кузнецов, 1932; Шелковников, 1963), где они слагают округлое неккообразное тело площадью 0,4×0,4 км^2. Массив г. Черная Сопка представляет собой типичную многофазную кольцевую интрузию, становление которой произошло в три последовательные фазы внедрения: трахидолериты — базальтовые порфириты — нефелиновые сиенит-порфиры. Эти образования прорывают красноцветные осадочные породы нижней подсвиты, но пространственно разобщены с базальтовыми и нефелинсодержащими трахиандезитовыми порфиритами верхней подсвиты карымовской свиты (Макаренко, Парначев, 1971).

Кроме того, в окрестностях г. Черная Сопка среди осадочных пород нижней подсвиты карымовской свиты отмечается еще ряд местонахождений нефелинсодержащих пород типа фонолитовых порфиров, морфология и условия залегания которых остаются не выясненными.

Возраст щелочных вулканитов карымской свиты и интрузивных пород г. Черная Сопка принимается нижне- среднедевонским, с одной стороны, на основании находок в осадочных породах свиты псилофитовой флоры, а с другой — по присутствию обломков щелочных пород в составе базальных конгломератов, фаунистически охарактеризованной среднедевонской павловской свиты.

Таблица 1

Средние химические составы главных типов девонских нефелинсодержащих эффузивных, субвулканических и дайковых пород (в вес. %) Кузнецкого Алатау и северо-западной-части Восточного Саяна

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	61,2	41,5	40,3	42,2	42,6	44,6	46,6	49,3	57,5	56,6	55,0	50,4	59,9
TiO_2	0,4	3,3	1,1	1,1	1,2	1,6	1,5	0,7	0,3	0,5	0,3	1,4	0,3
Al_2O_3	19,4	9,2	17,9	22,6	13,3	18,8	16,0	22,5	21,1	18,9	19,5	17,4	17,5
Fe_2O_3	3,9	7,8	7,2	6,9	6,1	6,3	5,3	5,3	4,8	4,1	4,0	3,7	3,5
FeO	3,0	7,4	5,3	7,3	4,5	7,5	4,0	3,8	2,0	3,4	3,0	8,2	3,9
MnO	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1
MgO	0,1	12,4	5,2	3,3	11,5	4,0	8,0	1,7	0,7	0,7	0,6	3,9	0,4
CaO	1,1	14,7	13,7	11,6	17,3	11,6	13,4	5,9	2,7	2,9	3,1	6,4	1,9
Na_2O	5,9	1,7	6,1	2,7	2,5	3,2	3,0	7,3	7,0	6,9	8,2	5,0	6,9
K_2O	4,8	1,0	1,7	2,1	0,7	1,2	1,4	2,8	3,5	5,4	5,6	2,8	5,5
P_2O_5	0,1	0,9	1,4	—	0,2	0,9	0,6	0,4	0,2	0,4	0,5	0,6	0,1
Количество анализов	6	2	2	1	1	2	2	3	2	18	4	9	5

Примечание. Талановский грабен: 1 — фонолитовые порфиры. Восточный склон Кузнецкого Алатау; 2 — нефелиновые базальты, 3 — нефелиниты, 4 — нефелин-мелилитовые базальты, 5 — базаниты, 6 — тефриты, 7 — линозаиты, 8 — берешиты, 9 — фонолитовые порфиры. Северо-восточное горное обрамление Чебаково-Балахтинской впадины: 10 — фонолитовые порфиры, 11 — нефелиновые сиенит-порфиры. Рыбинская впадина: 12 — трахидолериты, 13 — нефелиновые сиенит-порфиры.

Анализы заимствованы из работ И. К. Баженова (1963), Л. С. Бородина и др. (1967), В. С. Гладких (1968), В. Г. Крюкова и др. (1969), К. Г. Стафеева (1970), Ю. А. Кузнецова (1932) и фондовых работ Красноярского геологического управления.

Подавляющее большинство известных типов нефелинсодержащих эффузивных пород центральной части Алтае-Саянской складчатой области охарактеризованы химическими анализами, приведенными в различных публикациях (Баженов, 1963; Бородин и др., 1967; Гладких, 1968; Крюков и др., 1969; Ю. Кузнецов, 1932; Стафеев, 1970) и рассеянных в рукописных фондовых материалах. В настоящей статье автором была предпринята попытка систематизировать имеющиеся материалы и вычислить для каждого из выделенных районов средние типы нефелинсодержащих вулканических пород. Эти данные приведены в табл. 1.

Приведенные краткие описания основных районов распространения нефелинсодержащих эффузивных пород в центральной части Алтае-Саянской складчатой области позволяют наметить ряд общих закономерностей их проявления.

Все нефелинсодержащие породы в пределах вулканогенных серий оказываются связанными с районами развития базальт-трахитовых ассоциаций и имеют нижне- среднедевонский возраст. Во всех районах проявления этих ассоциаций наблюдается существенное количественное преобладание наиболее ранних по времени излияний щелочных оливиновых базальтов, позволяющее предполагать, что именно они представляют собой первичную магму, дериватами которой являются менее распространенные породы щелочного состава.

Главными структурно-тектоническими факторами, контролирующими размещение нефелинсодержащих вулканитов внутри полей развития базальт-трахитовых ассоциаций, являются зоны глубинных разломов «сквозьструктурного» типа в наиболее жестких и консолидированных структурах — выступах протерозойского фундамента, срединных массивах, внутригеосинклинальных поднятиях.

Наряду с вышеперечисленными общими закономерностями каждый из выделенных районов развития нефелинсодержащих пород характеризуется рядом специфических особенностей. Так, например, для восточного склона Кузнецкого Алатау характерна ассоциация натровых основных или ультраосновных эффузивов группы нефелиновых и нефелин-мелилитовых базальтов с щелочными оливиновыми базальтами, при подчиненном развитии трахитовых и фонолитовых разностей. Во всех других районах на современном уровне изученности щелочные базальтоиды отсутствуют.

В Талановском грабене нефелинсодержащие породы представлены трахитовыми и фонолитовыми порфирами и встречаются совместно с щелочными оливиновыми базальтами. Такая же ассоциация наблюдается и в Рыбинской впадине, но здесь нижние горизонты серии представлены толеитовыми базальтами.

Наиболее дифференцированные серии с высоким насыщением кремнеземом своих поздних членов (щелочные липаритовые и пантеллеритовые вулканиты) отмечаются в северо-восточном горном обрамлении Чебаково-Балахтинской впадины. Наблюдаемые здесь ассоциации пород и формы их проявления в общих чертах сходны с вулканическими породами Великих Африканских разломов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ананьев А. Р. Проблемы фитостратиграфии девона и нижнего карбона Саяно-Алтайской горной области. Итоги исслед. по геол. и геогр. за 50 лет. Тр. межвузовской научн. конф. Изд-во Томского ун-та, Томск, 1968.

2. Андреева Е. Д. Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. «Наука», М., 1968.

3. Баженов И. К. Эффузивный и жильный комплекс щелочных и нефелиново-щелочных пород восточного склона Кузнецкого Алатау. Мат. по геол. Зап. Сибири, вып. 64. Госгеолтехиздат, М., 1963.

4. Бородин Л. С., Гладких В. С. К петрологии щелочных базальтов Кузнецкого Алатау. Изв. АН СССР, сер. геол., 12, 1967.

5. Гладких В. С., Соломинская Б. А. О находке меланократовых оливиновых нефелинитов на левобережье р. Урюпа (Кузнецкий Алатау). ДАН СССР, т. 163, 2, 1965.

6. Гладких В. С. Некоторые вопросы петрологии формации щелочных оливиновых базальтов (на примере Маймеча-Котуйской провинции и Кузнецкого Алатау). Автореф. канд. дисс. Ин-т минералогии, геохим. и кристаллохимии редких эл-ов. М., 1968.

7. Кортусов М. П. Палеозойские интрузивные комплексы Мариинской тайги (Кузнецкий Алатау). Изд-во Томского ун-та, Томск, 1967.

8. Кортусов М. П., Макаренко Н. А. Нефелинсодержащие породы Мариинской тайги и их генетические особенности. Итоги исслед. по геол. и геогр. за 50 лет. Тр. межвуз. научн. конф. Изд-во Томского ун-та, Томск, 1968.

9. Крюков В. Г., Мустафин В. З. Расчленение вулканогенных образований тельбесской серии на площади Талановского грабена (северо-западный склон Кузнецкого Алатау). Изв. ТПИ, т. 165. Изд-во Томского ун-та, Томск, 1969.

10. Кузнецов Ю. А. Геология района г. Красноярска. Изв. Зап.-Сиб. ГРТ, 12, вып. 2, 1932.

10а. Макаренко Н. А., Парначев В. П. Среднепалеозойский щелочной магматизм района горы Черная Сопка (окрестности г. Красноярска). Сб. «Вопр. геол. Сибири», Томск, 1971.

11. Парначев В. П. О нефелинсодержащих породах Северо-Минусинской впадины (правобережье р. Енисея). Мат. научн. конф. молодых ученых вузов г. Томска. Изд-во Томского ун-та, Томск, 1968.

12. Ржонсницкая М. А., Мелещенко В. С. и др. Материалы к изучению фауны таштыпской свиты Минусинской котловины. Сб. «Палеонтология и стратиграфия». Тр. ВСЕГЕИ, М., 1952.

13. Скобелев Ю. Д. Нефелиновые породы Кузнецкого Алатау. Мат. по геол. Зап. Сибири. Вып. 64. Гостеолтехиздат, М., 1963.

14. Стафеев К. Г. Девонский полигенный вулкан в восточном обрамлении Чулымо-Енисейской впадины. Изв. АН СССР, сер. геол., 10, 1970.

15. Фомин Ю. А., Черепнин В. К. Особенности щелочного палеовулканизма северо-восточного обрамления Минусинской впадины. «Проблемы палеовулканологии Средней Сибири». Красноярск, 1970.

16. Шелковников А. Д., Макаров С. И. Путеводитель экскурсии 3 Всесоюзного петрографического совещания. Юг Красноярского края. Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1953.

17. Шелковников А. Д. Петрология комагматичных вулканических и плутонических формаций западной части Восточного Саяна. Автореф. канд. дисс. Томск, 1969.

18. Poldervaart A. Chemical definition of alcali basalts and tholeites. Bull. Geol. Soc. Am., v. 75, 1964, № 3.

ТРУДЫ ТОМСКОГО ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА им. В. В. КУЙБЫШЕВА

Том 239 1976

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ НЕФЕЛИНСОДЕРЖАЩИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД БАССЕЙНОВ рр. ЦАГАНОВО И МАЛТАТ (СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ВОСТОЧНОГО САЯНА)

В. П. ПАРНАЧЕВ, Ю. А. ФОМИН

Нефелинсодержащие вулканические породы центральной части Алтае-Саянской складчатой области уже с давних пор известны широкому кругу геологов и неоднократно привлекали внимание исследователей [1, 2, 3, 7, 8, 12, 15]. Основным районом их распространения заслуженно считался восточный склон Кузнецкого Алатау и лишь в последние годы стали появляться сообщения о новых находках этих пород и в других частях региона [6, 11]. Наиболее значительные проявления щелочных вулканитов были обнаружены в северо-западной части Восточного Саяна, где в настоящее время эти образования выявлены на площади около 100 км^2 (рис. 1).

Нефелинсодержащие вулканические породы в этом районе являются составной частью нижне- среднедевонской вулканогенной быскарской серии. Последняя характеризуется сложным чередованием базальтоидных пород, образующих три статиграфически выдержанных толщи, с кислыми и щелочными салическими вулканитами. Щелочные породы покровной фации повсеместно отмечаются на определенном стратиграфическом уровне и выделяются нами в толщу щелочных вулканитов. Наиболее ранние их проявления связаны с верхами средней базальтоидной толщи. Дайковые и субвулканические фации этих пород прорывают все более древние образования (в том числе и толщу щелочных вулканитов) и встречаются как в нижележащих толщах быскарской серии, так и в складчатых образованиях докембрийского фундамента.

Первое сообщение о находке нефелинсодержащих эффузивов в северо-западной части Восточного Саяна было опубликовано одним из авторов в 1968 году [11]. В последующих работах [13, 14] на примере отдельных участков были более подробно рассмотрены условия проявления щелочных пород, их петрохимические, геохимические и генетические особенности. В настоящей статье приводится геолого-петрографическая характеристика ряда новых проявлений нефелинсодержащих пород, обнаруженных в последние годы в бассейнах рек Таежный Урман, Цаганово и Малтат (Цагановское, Цагановско-Малтатское проявления) и в верховьях реки Левая Рассоха (Леворассохинское проявление).

Цагановское проявление нефелинсодержащих пород расположено в среднем течении р. Цаганово в 7 км от ее устья и состоит из двух тел.

Одно из них — экструзивное тело фонолитовых порфиров — расположено на водоразделе рр. Т. Урман — Цаганово. На современной эрозионной поверхности оно имеет овальную форму, вытянутую по

водораздельному хребту в субмеридиональном направлении, и обнажается на площади около 0,7 км^2 (рис. 2). Вмещающие породы представлены разнообразными базальтовыми порфиритами. В пределах экструзивного тела углы падения флюидальности фонолитовых порфиров и совпадающей с ней тонкоплитчатой отдельности постепенно увеличиваются от 8—15° в периферийных до 35—45° в центральных частях тела и обрисо-

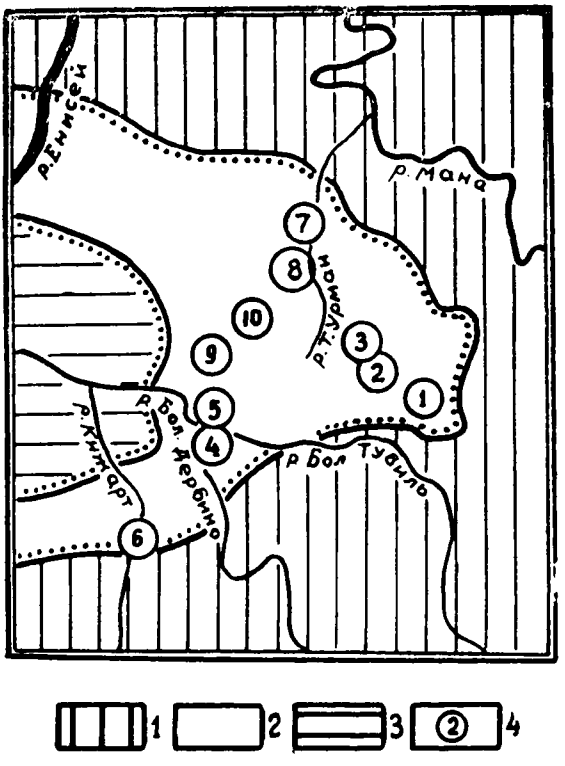


Рис. 1. Схема распространения нефелинсодержащих пород в северо-западной части Восточного Саяна (междуречье Енисея и Маны):
1 — верхнепротерозойские и нижнепалеозойские образования; *2*—нижнесреднедевонские вулканогенно-осадочные образования быскарской серии; *3* — среднепалеозойские осадочные породы; *4* — основные проявления нефелинсодержащих пород: *1*—Малотубильское, *2*—Солонечное, *3*—Верхнесолонечное, *4*—Устьтубильское, *5* — Лиственное, *6* — Среднекижартское, *7* — Урманское, *8* — Цагановское, *9* — Леворассохинское, *10* — Цагановско-Малтатское

вывают его грибообразную форму. В этом же направлении увеличивается и степень раскристаллизации пород. В целом экструзия характеризуется неоднородностью строения, обусловленной расслоением фонолитовых порфиров, с одной стороны, на лейкократовые и мезократовые, а с другой, на меланократовые разности. Последние достигают мощности от 10 до 70 м и слагают преимущественно краевые части тела, в то время как лейко- и мезократовые фонолитовые порфиры концентрируются в его центре. Переходы между этими разностями постепенные и их

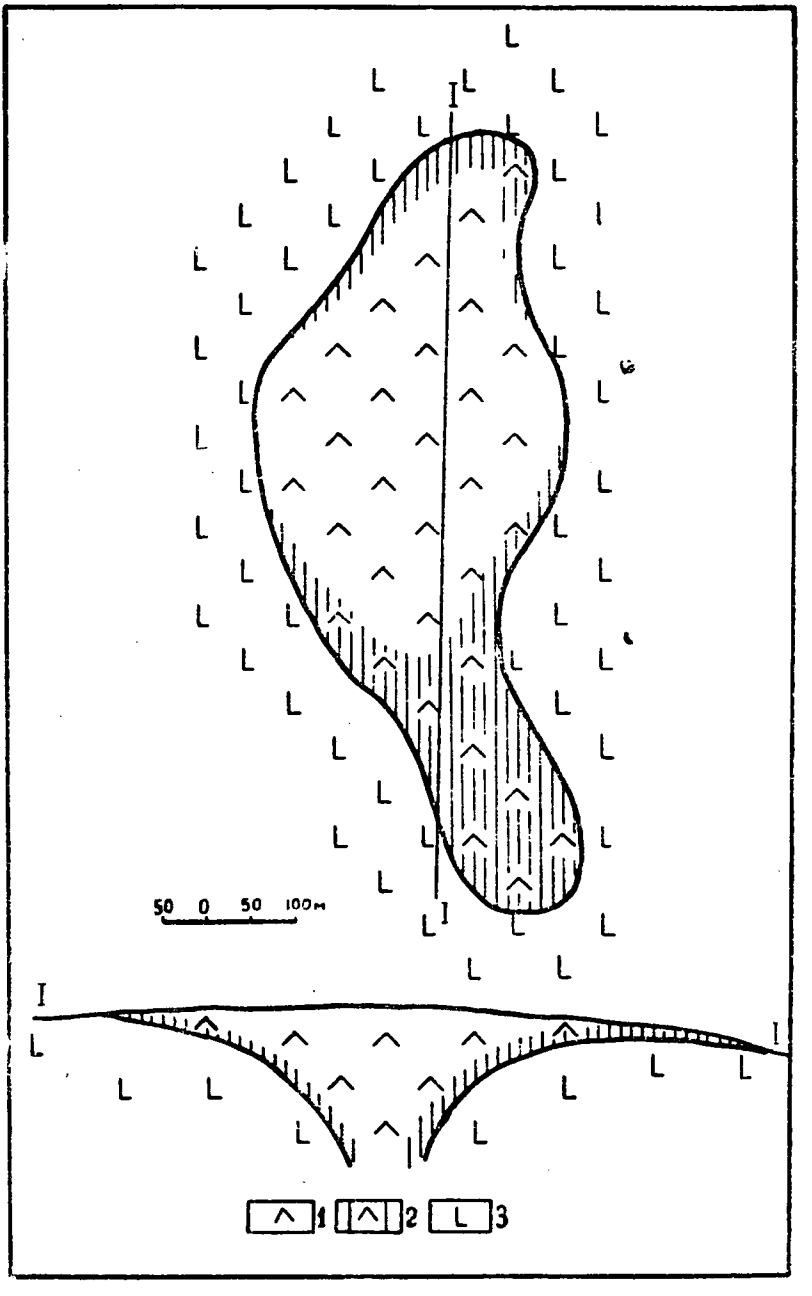


Рис. 2. Строение экструзивного тела фонолитовых порфиров на водоразделе рр. Цаганово и Т. Урман:

1 — лейкократовые и мезократовые фонолитовые порфиры; *2* — меланократовые фонолитовые порфиры; *3* — базальтовые, трахибазальтовые и андезито-базальтовые порфириты

границы, в общих чертах, совпадают с направлением флюидальности и отдельности.

Второе, послойное интрузивное тело фонолитовых порфиров, обнажается в русле р. Цаганово в приустьевой части рч. Круглого. Оно расположено среди базальтоидов той же толщи, что и вышеописанное экструзивное тело, но гипсометрически ниже его на 100—120 м. По простиранию фонолитовые порфиры прослеживаются на 3 км при ширине выхода на дневную поверхность от 0,2 до 0,8 км и слагают площадь около 1,5 км^2. Краевые части его, как и в первом случае, отличаются плотным афанитовым строением и меланократовым составом, а центральные сложены мезо- и лейкократовыми мелкозернистыми разностями.

Леворассохинское проявление нефелинсодержащих пород расположено в верховьях р. Левая Рассоха и состоит из одного субвулканического тела фонолитовых порфиров (рис. 3). На современной эрозионной

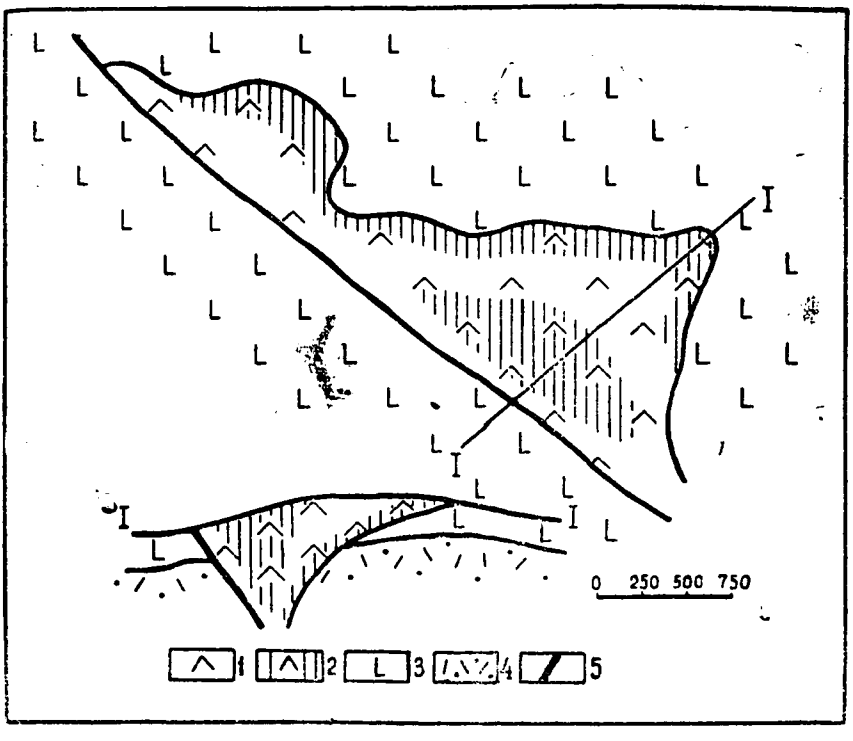


Рис. 3. Строение субвулканического тела фонолитовых порфиров в верховьях р. Левая Рассоха:

1 — лейкократовые и мезократовые фонолитовые порфиры; *2* — меланократовые фонолитовые порфиры; *3* — базальтовые, трахибазальтовые и андезито-базальтовые порфириты; *4* — литокристаллокластические туфы трахилипаритовых и липаритовых порфиров; *5* — дизъюнктивное нарушение

поверхности субвулканический массив имеет резко вытянутую в северо-западном направлении клиновидную форму с шириной в юго-западной части до 1,5 км и занимает площадь около 2 км^2. С юго-западной стороны тело ограничено тектоническим нарушением, а в северо-восточном направлении наблюдается постепенное выполаживание флюидальности и переход субвулканических образований в покровные. Зональное строение тела, как и в предыдущих случаях, обусловлено расслоением пород

на меланократовые и лейко- мезократовые разности. Вмещающими породами для фонолитовых порфиров являются базальтовые порфириты.

Цагановско-Малтатское проявление нефелинсодержащих пород расположено на водоразделе рр. Цаганово и Малтат и состоит из ряда покровных и субвулканических тел, сложенных щелочными трахитовыми порфирами. Щелочные породы этого проявления локализуются в юго-восточной части Цагановско-Малтатской палеовулканической структуры. Они являются составной частью толщи щелочных вулканитов и отмечаются на ее различных стратиграфических уровнях. В западном и северо-западном направлениях щелочные трахитовые порфиры в пределах толщи сменяются кварцсодержащими трахитовыми и трахилипаритовыми вулканитами.

В покровной фации щелочные трахитовые порфиры отмечаются в верховьях р. Цаганово и на водоразделе рр. Т. Урман — Цаганово — Малтат. О покровном характере их проявления свидетельствует пологое залегание, значительные площади выходов на дневную поверхность, постоянная перемежаемость с горизонтами пирокластических пород, а также особенности строения отдельных тел, с отчетливо выраженными зонами кластолав и миндалекаменных образований. Для внутреннего строения потоков нередко характерна стратифицированная горизонтальная расслоенность на меланократовые и лейкократовые разности (рис. 4). Мощности отдельных потоков, разделенных друг от друга горизонтами туфов и кластолав, колеблются от 20 до 70 м.

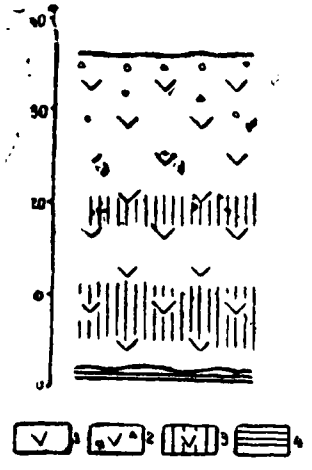


Рис. 4. Геологический разрез покровного тела мезопорфировых щелочных трахитовых порфиров:
1 — лейкократовые и мезократовые щелочные трахитовые порфиры; *2* — пористые кластолавы щелочных трахитовых порфиров; *3* — меланократовые щелочные трахитовые порфиры; *4* — осадочные брекчии

В верховьях р. Цаганово щелочные трахитовые порфиры слагают серию сближенных потоков в основании толщи щелочных вулканитов с образованием горизонта мощностью до 250 м и общей площадью выхода на дневную поверхность порядка 3 км². На водоразделе рр. Т. Урман—Цаганово—Малтат эти породы отмечаются в виде разобщенных потоков, от которых на современном эрозионном срезе сохранились лишь изолированные выходы, достигающие в совокупности площади 3,5 км².

Субвулканическое воронкообразное тело щелочных трахитовых порфиров расположено в правобережье верхнего течения р. Малтат. Это тело интрудирует толщу базальтовых порфиритов и трахилипаритовые порфиры вышележащей толщи щелочных вулканитов и, в свою очередь, прорывается дайками граносиенит-порфиров и долеритов. На современной эрозионной поверхности субвулканические щелочные трахитовые порфиры обнажаются на площади около 0,1 км².

Общая площадь выхода нефелинсодержащих пород в пределах Цагановско-Малтатского проявления составляет 6,6 км², а в совокупности с фонолитовыми порфирами Цагановского и Леворассохинского проявлений она достигает 10,8 км².

Ниже приводится краткая петрографическая характеристика нефелинсодержащих пород описанных проявлений, которые представлены

нефелинитоидными фонолитовыми порфирами и пользующимися несколько более широким распространением щелочными трахитовыми порфирами.

Нефелинитоидные фонолитовые порфиры в общем случае характеризуются темной буровато-зеленой окраской. Для лейкократовых и мезократовых разностей этих пород присущи буровато-серые с красноватым и зеленоватым оттенком тона окраски; среди меланократовых фонолитовых порфиров преобладают темные зеленовато-серые или почти черные цвета со слабо заметным буроватым оттенком. Выветрелые разности этих пород обладают шелковистым блеском на плоскостях отдельности и светло-серой пористой корочкой по периферии обломков.

Под микроскопом описываемые породы характеризуются олигофировой, сериально-порфировой или микропорфировой структурами и состоят из щелочных полевых шпатов (от 40 до 70%), нефелина и продуктов его разложения (от 20 до 40%), плагиоклаза (до 5%), щелочных амфиболов и пироксенов (от 10 до 30%). Сравнительно мелкие вкрапленники чаще всего представлены анортоклазом ($Ng=1{,}535—1{,}538$, $Np=1{,}528—1{,}531$, $-2V=30—46°$), натровым ортоклаз-пертитом ($Ng=1{,}531—1{,}535$, $Np=1{,}524—1{,}528$, $-2V=76—84°$), олигоклазом, нефелином, эгирин-авгитом переменного состава ($Ng=1{,}742—1{,}802$, $Np=1{,}702—1{,}757$, $2V=+78—-73°$, с $Np=4—30°$) и рибекитом ($Ng=1{,}69$, $Np=1{,}689$, с $Np=6°$).

Основная масса породы характеризуется трахитовой структурой. Микролиты и редкие изометричные зерна щелочного полевого шпата, как правило, лишены четких ограничений, в общем случае ориентированы субпараллельно и обтекают вкрапленники. В интерстициях содержится значительное количество ксеноморфных зерен эгирин-авгита, рибекита и продуктов их разложения.

Акцессорные минералы представлены бесцветными зернами анальцима, флюоритом, апатитом, цирконом и магнетитом. Вторичные изменения породы проявляются в широком развитии альбита, хлорита, либенерита, канкринита, цеолитов, кальцита, биотита, пелита и окислов железа.

Щелочные трахитовые порфиры обладают темно-бурой с зеленоватым оттенком окраской и специфической тонкоплитчатой отдельностью, несколько более грубой, чем у фонолитовых порфиров. На свежем сколе и плоскостях отдельности этих пород наблюдается отчетливый шелковистый блеск. Структура субвулканических и покровных разностей трахитовых порфиров порфировая, но количество и размеры вкрапленников не постоянны, варьируют в широких пределах и взяты за основу при выделении мезопорфировых и олигофировых разностей этих пород.

Под микроскопом описываемые породы характеризуются олигофировой или сериально-порфировой структурой и состоят из щелочных полевых шпатов (от 70 до 90%), реликтов моноклинного пироксена — авгита или эгирин-авгита и продуктов их разложения (от 5 до 15%), нефелина (до 5%) и окислов железа (от 3 до15%). Порфировые выделения в основном представлены натровым ортоклаз-пертитом ($Ng=1{,}532—1{,}537$, $Np=1{,}526—1{,}529$, $-2V=60—80°$) и моноклинным пироксеном. Последний почти нацело замещен кварц-хлорит-гематитовым тонкозернистым агрегатом.

Основная масса трахитовых порфиров характеризуется трахитовой, ортофировой и фельзитовой структурами. В большинстве случаев она состоит из микролитов и табличек щелочного полевого шпата, проме-

Таблица 1

Химические составы (в вес. %) щелочных эффузивных и субвулканических пород бассейнов рр. Малтат и Цаганово (северо-западная часть Восточного Саяна)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	56,97	59,43	60,60	60,99	62,36	62,50	64,76	61,09	56,06	56,95	57,33	56,78
TiO_2	0,42	0,67	0,46	0,60	0,45	0,55	0,59	0,53	0,30	0,24	0,27	0,27
Al_2O_3	18,83	16,57	16,00	15,52	17,85	16,83	16,71	16,90	17,06	18,11	17,55	17,57
Fe_2O_3	5,53	5,62	3,50	8,27	5,76	5,70	3,77	5,45	5,97	5,30	5.29	5,52
FeO	1,83	2,48	4,64	1,88	1,83	1,08	1,01	2,11	4,34	2,48	2,78	3,20
MnO	0,17	0,24	0,30	0,30	0,05	0,18	0,17	0,20	0,37	0,34	0,24	0,32
MgO	1,11	0,91	0,67	0,58	0,37	0,61	0,66	0,70	0,75	0,61	0,40	0,59
CaO	2,11	2,10	1,24	0,34	0,65	0,53	0,65	1,09	1,90	2,25	1,82	1,99
Na_2O	4,54	5,46	4,15	6,20	7,60	5,80	5,60	5,62	7,20	6,90	7,10	7,07
K_2O	6.12	4,64	6,50	4,02	1,50	5,15	4,80	4,68	5,20	5,40	4,90	5,17
P_2O_5	0,09	0,12	0,10	0,07	0,11	0,10	0,08	0,10	0,07	0,06	0,16	0,10
п.п.п.	3,78	3,24	1,84	1,54	1,89	1,04	1,54	2,12	1,72	1,97	2,73	2,14
Σ	101,50	101,48	100,00	100,31	100,42	100,07	100,34	100,59	100,94	100,61	100,57	100,71

Примечание. Щелочные трахитовые порфиры: *1—5* — верховья р. Цаганово, *7* — верховье рч. Круглого, *8* — средний химический состав щелочных трахитовых порфиров участка. Нефелинитоидные фонолитовые порфиры: *9—11* — среднее течение р. Цаганово, *12* — средний химический состав фонолитовых порфиров участка.

Анализы *1, 2, 10, 11* — заимствованы из коллекции Ю. А. Фомина, остальные выполнены в Центральной лаборатории Красноярского геологического управления.

жутки между которыми выполнены мелкими зернышками эгирин-авгита, хлоритом и магнетитом. В некоторых случаях в интерстициях отмечаются продукты разложения нефелина (либенерит, цеолиты и анальцим).

Акцессорные минералы щелочных трахитовых порфиров представлены флюоритом, магнетитом, сфеном, анальцимом и, в сильно альбитизированных разностях, цирконом.

Вторичные изменения этих пород проявляются в альбитизации и пелитизации полевого шпата, хлоритизации и опацитизации темноцветных минералов, либенеритизации и цеолитизации нефелина.

Химические составы нефелинитоидных фонолитовых порфиров и щелочных трахитовых порфиров, выявленных в бассейнах рр. Т. Урман, Цаганово и Малтат, приведены в табл. 1. Как следует из этих данных, фонолитовые порфиры принадлежат к классу слабо насыщенных и ненасыщенных кремнеземом (SiO_2=56—57%, Q=—14—18), лейкократовых (в=10—12) и богатых щелочами (а/с=39—58, Na_2O+K_2O=12—13%) пород. По сравнению со средним составом фонолита по С. Ноккольдсу они несколько обогащены окислами железа и содержат в пониженных количествах двуокись титана, глинозем и окислы щелочей. Аналогичная закономерность устанавливается и при анализе химизма щелочных трахитовых порфиров.

Таблица 2

Средние содержания редких и рассеянных элементов в щелочных породах ($n \times 10^{-4}$)

Элементы	Формационные типы щелочных пород (по Е. Д. Осокину, 1970)		Щелочные породы северо-западной части Восточного Саяна (по Ю. А. Фомину, 1970)
	щелочно-габброидный	щелочно-гранитоидный	
Медь	27	17	25
Никель	10	2	14
Ванадий	78	15	15
Кобальт	7	1	15
Свинец	10	20	59
Олово	3,2	8	16
Бериллий	3	5,8	3,6
Цирконий	470	377	530
Ниобий	102	80	17
Редкие земли	690	296	31

Вопросы генезиса щелочных вулканогенных пород центральной части Алтае-Саянской складчатой области неоднократно привлекали внимание исследователей [1, 2, 3, 5, 8, 12, 13]. Большинство из них связывает образование щелочных пород с процессами дифференциации базальтоидной магмы. В пользу этого предположения свидетельствует наблюдаемая в районе постоянная временная и пространственная связь нефелинсодержащих пород со щелочными оливиновыми базальтами. Об этом же свидетельствует приближение нормативных составов лейкократовых компонентов фонолитовых и трахитовых порфиров северо-западной части Восточного Саяна к составу остаточных жидкостей на экспериментальной диаграмме Д. Гамильтона и В. Маккензи Ne—Ks—SiO_2 [13].

В то же время существует ряд наблюдений, косвенно указывающих на определенную роль палингенно-метасоматических процессов, участвующих в образовании пород фонолит-трахитового ряда. Главными из них являются: 1) постоянная временная и пространственная связь извержений фонолитовых и трахитовых вулканитов с кальдерообразованием; 2) часто отмечающаяся перемежаемость в пределах палеовулканических структур кварцсодержащих и нефелинсодержащих вулканитов;

3) обогащение фонолитовых и щелочных трахитовых порфиров описываемого района наряду с базальтовыми (медь и никель), коровыми или палингенными (свинец, олово) редкими и рассеянными элементами (табл. 2), более характерными [9] для щелочных пород щелочно-гранитоидных групп формаций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баженов И. К. Нефелиновые породы восточного склона Кузнецкого Алатау. В сб. «Вопросы геологии Сибири», т. 1. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1945.

2. Баженов И. К. Эффузивный и жильный комплекс щелочных и нефелиново-щелочных пород восточного склона Кузнецкого Алатау. Мат. по геол. Зап. Сибири, вып. 64. Госгеолтехиздат, 1963.

3. Бородин Л. С., Гладких В. С. К петрологи щелочных базальтов Кузнецкого Алатау. Изв. АН СССР, сер. геол., 12, 1967.

4. Гладких В. С., Соломинская Б. А. О находке меланократовых оливиновых нефелинитов на левобережье р. Урюп (Кузнецкий Алатау). ДАН СССР, т. 163, 2, 1965.

5. Гладких В. С., Соломинская Б. А. К петрологии дифференцированного силла тешенитов юга Красноярского края. Изв. АН СССР, сер. геол., 10. 1968.

6. Крюков В. Г., Мустафин В. З. Расчленение вулканогенных образований тельбесской серии на площади Талановского грабена (северо-западный склон Кузнецкого Алатау). Изв. ТПИ, т. 165. Изд-во Томского ун-та. Томск, 1969.

7. Кузнецов Ю. А. Геология района г. Красноярска. Изв. Зап.-Сиб. ГРТ, 12, вып. 2, 1932.

8. Лучицкий И. В. Нефелиновые руды и щелочные нефелинсодержащие породы юга Красноярского края. В сб. «Полезные ископ. Красн. края». Изд-во АН СССР, М., 1959.

9. Осокин Е. Д. Редкие элементы в щелочных массивах Северо-Байкальского нагорья и некоторые вопросы общей петрологии щелочных пород. Автореф. канд. дисс. Ин-т минерал. геохим. и кристаллохим. редких эл-ов. М., 1970.

10. Парначев В. П. Базальтоидные породы быскарской серии Северо-Минусинской котловины (правобережье р. Енисея). В сб. «Петрология и металлогения базитов». М., 1968.

11. Парначев В. П. О нефелинсодержащих породах Северо-Минусинской впадины (правобережье р. Енисей). Мат. научн. конф. молодых ученых г. Томска. Изд-во Томского ун-та. Томск, 1968.

12. Скобелев Ю. Д. Нефелиновые породы Кузнецкого Алатау. Мат. по геол. Зап. Сибири. Вып. 64. Госгеолтехиздат, М., 1963.

13. Стафеев К. Г. Девонский полигенный вулкан в восточном обрамлении Чулымо-Енисейской впадины. Изв. АН СССР, сер. геол., 10, 1970.

14. Фомин Ю. А., Черепнин В. К. К особенности щелочного палеовулканизма северо-восточного обрамления Минусинской впадины. В сб. «Проблемы палеовулканизма Средней Сибири», Красноярск, 1970.

15. Шелковников А. Д., Макаров С. И. Путеводитель экскурсии 3 Всесоюзного петрографического совещания. Юг Красноярского края. Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1963.

ТРУДЫ ТОМСКОГО ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА им. В. В. КУЙБЫШЕВА

Том 239 1976

ПЕТРОГРАФИЯ НЕФЕЛИНОВЫХ ПОРОД РАЙОНА КЛЮЧА БЕРЕЗОВОГО (КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ)

Н. И. КУЗОВАТОВ

Ключ Березовый является правым притоком р. Талановой (система р. Кии), его устье расположено между поселками Малой и Большой Семеновками. Ключ имеет субширотную ориентировку русла, протяженность которого не превышает 2 км. Нефелиновые породы на этом участке были обнаружены нами в 1960 г. и предварительно разведаны в 1963 г. В коренном залегании шурфами и канавами были вскрыты фойяиты, которые залегают в виде маломощных даек субмеридионального простирания среди щелочных сиенитов [2], девонских эффузивов тельбесской серии [3], нижнекембрийских известняков усинской свиты [4]. В аллювии ключа Березового широко развиты крупные глыбы (до 0,5—1,0 м) щелочных сиенитов и различных по составу нефелиновых пород (от миаскитов и фойяитов до полевошпатовых уртитов). Ниже излагается петрографическая характеристика разновидностей нефелиновых пород района, выделенных при камеральной обработке материала.

ФОЙЯИТЫ — наиболее распространенные на участке нефелиновые породы. Они были встречены, как указывалось выше, в коренном залегании, а также и среди аллювия ключа. Эти породы имеют зеленовато-серую, буровато-серую или розовато-серую окраску, равномернозернистую и реже порфировидную структуру. Вкрапленники обычно сложены щелочным полевым шпатом, имеют форму прямоугольников с размерами по длинной оси до 1 см и хорошо выделяются на фоне среднезернистой основной массы породы. Во многих образцах зерна щелочного полевого шпата и темноцветных минералов имеют удлиненно призматическую форму, придающие породе трахитоидную текстуру. Иногда темноцветные минералы образуют шлироподобные обособления размером 1×2 см.

Под микроскопом фойяиты обнаруживают гипидиоморфнозернистую структуру, иногда с агпаитовой последовательностью кристаллизации. Главными минералами являются ортоклаз, нефелин, роговая обманка, эгирин и эгирин-авгит. Редко в составе фойяитов встречаются биотит и оливин. К числу акцессорных минералов относятся апатит и магнетит.

ОРТОКЛАЗ наблюдается в виде зерен с неправильной формой или в форме удлиненных призм. Весьма характерна интенсивная пертитизация вплоть до образования шахматного альбита. По ортоклазу в значительных количествах развит пелит. По измеренным показателям преломления ($Ng=1{,}534$; $Np=1{,}527$) минерал можно отнести к натровому ортоклазу с содержанием *or* 43% [5].

НЕФЕЛИН образует обычно ксеноморфные зерна и лишь в редких случаях видны короткопрямоугольные или квадратные очертания зерен. Свежие зерна нефелина редки, обычно они содержат мелкочешуйчатый агрегат либенерита. Показатели преломления нефелина определены в иммерсионных жидкостях: No = 1,533; Ne = 1,530.

РОГОВАЯ ОБМАНКА часто тесно связана с другими темноцветными минералами. Зерна роговой обманки имеют различную окраску: зеленовато-бурую с более темным контуром, красно-бурую с оторочкой зеленовато-бурого цвета, зеленовато-бурую с контуром зеленого цвета. В одних случаях изменение окраски зерен происходит постепенно, в других — довольно резко. Плеохроизм выражен всегда отчетливо. Показатели преломления роговой обманки, как и другие оптические константы, испытывают значительные колебания: Ng=1,700—1,712; Np=1,680—1,691; угол с Ng=17—25°; угол 2V=—37—50°. По этим данным можно сделать вывод, что состав роговой обманки изменяется от баркевикита с содержанием MgFe... 40% до гастингсита с содержанием MgFe... 25% [5].

ЭГИРИН и ЭГИРИН-АВГИТ имеют удлиненно-призматическую форму зерен; иногда они обособляются в мелкозернистый агрегат и придают породе шлировый облик. В некоторых образцах эгирин является единственным темноцветным минералом. Помимо самостоятельных зерен эгирин часто образует каемки вокруг зерен эгирин-авгита. Для эгирина характерен резкий плеохроизм от густо-зеленого по Np до зеленовато-желтого цвета по Ng; по оптическим константам (Ng=1,810; Np=1,761; угол 2V=—70°) минерал может быть отнесен к эгирину с содержанием NaFe... 75% [5]. Эгирин-авгит в отличие от эгирина окрашен в бледно-зеленый цвет и практически не обладает плеохроизмом.

БИОТИТ и ОЛИВИН играют роль второстепенных минералов и в ряде образцов не обнаруживаются вообще. Для биотита характерен резкий плеохроизм от красно-бурого цвета до светло-желтого. Оливин интенсивно замещен агрегатом мелких зерен магнетита.

АПАТИТ и МАГНЕТИТ являются акцессорными минералами и чаще всего пространственно связаны с темноцветами.

Количественно-минералогический состав фойяитов (среднее из 13 подсчетов) характеризуется следующими данными: ортоклаз-пертит — 66,8%; нефелин — 25,1%; темноцветные минералы — 7,3%; акцессории — 0,8%. Таким образом, фойяиты по количественно-минералогическому составу можно отнести к типичным лейкократовым породам.

РОГОВООБМАНКОВЫЕ МИАСКИТЫ по минералогическому составу мало отличаются от описанных фойяитов, заметно разнятся лишь количественные соотношения между главными породообразующими минералами. Среди темноцветов более существенную роль играет роговая обманка. Это видно даже из усредненного количественно-минералогического состава роговообманковых миаскитов (среднее из 7 подсчетов): ортоклаз-пертит — 78,3%; нефелин — 16,1%; эгирин-авгит — 2,0%; роговая обманка —3,4%; акцессории —0,2%. По сравнению с фойяитами миаскиты являются еще более лейкократовыми породами, за счет уменьшения содержания темноцветов и нефелина возрастает роль щелочного полевого шпата. Низкое содержание нефелина позволяет отнести роговообманковые миаскиты к ряду нефелинсодержащих пород [1].

ЮВИТЫ пользуются достаточно большим распространением на участке. Они характеризуются буровато-серой или зеленовато-серой окраской, мелко-, среднезернистой структурой. В отдельных образцах хорошо видна неравномернозернистость: на фоне мелко-, среднезерни-

стой основной массы отчетливо выделяются крупные зерна нефелина прямоугольной или квадратной формы. Длинная сторона прямоугольных зерен нефелина достигает 1—1,5 см. Такие разновидности ювитов приближаются к нефелиновым пегматитам. Текстура описываемых пород чаще всего массивная, реже пятнистая за счет обособления темноцветных минералов.

Под микроскопом обычно наблюдается гипидиоморфнозернистая структура. Часто наиболее идиоморфным минералом является нефелин, между зернами которого размещаются щелочной полевой шпат и темноцветы. В порфировидных ювитах вкрапленники слагаются крупными зернами нефелина или щелочного полевого шпата, составляя до 10% от общего объема породы. Минералогический состав ювитов: ортоклаз-пертит, нефелин, эгирин, эгирин-авгит, роговая обманка, апатит, магнетит. В разновидностях ювитов с повышенным содержанием нефелина встречаются оливин и лепидомелан. Оптические свойства породообразующих минералов приведены в табл. 1.

Таблица 1

Название минерала	Показатели преломления		Ng—Np	Угол погасания	Угол 2V	Примечание
	Ng	Np				
Ортоклаз-пертит	1,527	1,521	0,006	—	−66°	натровый ортоклаз с содержанием ог. 70% [5]
Нефелин	1,538	1,533	0,005	—	—	—
Эгирин	1,820 1,815	1,768 1,765	0,052 0,050	cNp=5° cNp=2°	−65° −67°	эгирин с содержанием NaFe 83—80% [5]
Эгирин-авгит	1,767 1,735	1,730 1,700	0,037 0,035	cNp=20° cNp=30°	87° 73°	эгирин-авгит с содержанием NaFe 35—15% [5]
Роговая обманка	1,713	1,693	0,020	cNg=17°	−38°	гастингсит с содержанием MgFe 20% [5]
Оливин	1,830	1,785	0,045	—	−63°	феррогортонолит с содержанием Fa 78% [5]
Биотит	1,663	1,603	0,060	—	—	лепидомелан

Для ювитов характерно довольно высокое содержание нефелина, темноцветные минералы представлены в основном эгирином и эгирин-авгитом. Очень часто мелкие игольчатые зерна эгирина расположены внутри зерен нефелина. Нефелин ортоклаз-пертит всегда в заметных количествах содержат вторичные продукты (либенерит, глинистое вещество). Средний количественно-минералогический состав ювитов (среднее из 10 подсчетов): ортоклаз-пертит — 47,8%; нефелин — 41,0%, эгирин и эгирин-авгит — 10,5%; акцессории — 0,7%.

ПОЛЕВОШПАТОВЫЕ УРТИТЫ встречаются редко. В образцах они представляют собой красновато-бурые среднезернистые породы с массивной текстурой.

Под микроскопом устанавливается агпаитовая последовательность кристаллизации и довольно простой минералогический состав: нефелин, ортоклаз, эгирин, эгирин-авгит.

НЕФЕЛИН составляет основу породы. Зерна нефелина чаще всего свежие, иногда в небольших количествах по ним развит либенерит.

Показатели преломления нефелина определены в иммерсии: No=1,535; Ne=1,530.

ОРТОКЛАЗ представлен мелкими зернами, сильно замещенными глинистым веществом. Зерна ортоклаза размещаются между более крупными и идиоморфными зернами нефелина.

ЭГИРИН и ЭГИРИН-АВГИТ развиты в описываемых породах незначительно (не более 2%) и относятся по существу к второстепенным минералам. Для обоих минералов характерна удлиненно-призматическая форма зерен, ясно выраженная зеленая окраска. У эгирина наблюдается резкий плеохроизм от зеленого цвета по Np до зеленовато-желтого по Ng. По оптическим константам (Ng=1,826; Np=1,771; Ng—Np=0,055; угол с Np=6°; угол 2V=—65°) минерал отвечает эгирину с содержанием NaFe... 90% [5]. Оптические константы эгирин-авгита: Ng=1,800; Np=1,756; Ng — Np=0,044; угол с Np=8°; угол 2V=—75°. Эти данные позволяют отнести минерал к собственно эгирин-авгиту с содержанием NaFe... 65% [5].

Количественно-минералогический состав одного из образцов полевошпатового уртита: нефелин—88,1%; ортоклаз—10,1%; эгирин и эгирин-авгит—1,8%.

ЛИБЕНЕРИТОВЫЕ СИЕНИТЫ являются довольно распространенными породами на участке. Все компоненты породы интенсивно разложены: нефелин нацело замещен мелкочешуйчатым агрегатом либенерита, ортоклаз пертитизирован и обильно замещен пелитом, темноцветные минералы (роговая обманка, щелочные пироксены) также значительно замещены мелкозернистым агрегатом зерен магнетита и окрашены в бурый цвет гидроокислами железа. В некоторых разновидностях темноцветные минералы практически отсутствуют.

Содержание главных породообразующих минералов в либенеритовых сиенитах сильно колеблется, тем самым подчеркивается различный состав исходных пород: ортоклаз — 59,3—82,3%; эгирин и эгирин-авгит — от единичных зерен до 17,0%; роговая обманка — от единичных зерен до 10,3%; либенерит — 12,6—39,3%; апатит и магнетит — от единичных зерен до 1,2%.

Химический состав некоторых разновидностей нефелиновых пород участка приведен в табл. 2.

Таблица 2

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	п.п.п.
1	56,29	0,48	20,27	2,45	3,14	0,09	0,71	2,21	7,46	4,82	0,23	1,41
2	56,49	0,55	19,62	2,02	4,28	0,09	0,64	2,36	6,18	4,71	0,18	1,70
3	58,09	0,44	21,41	2,19	2,76	0,08	0,55	1,68	6,55	4,37	0,12	1,92
4	55,32	0,31	22,35	2,05	2,67	0,19	0,42	2,39	7,39	4,86	0,09	1,04

Примечание. *1* — гастингсит-пироксеновый фойяит, *2* — гастингсит-пироксеновый фойяит; *3* — либенеритовый сиенит, *4* — нефелиновый сиенит (средний состав для южной части Мариинской тайги).

Из табл. 2 видно, что фойяиты, как наиболее распространенные породы участка, по химическому составу мало отличаются от среднего типа нефелиновых сиенитов, развитых в южной части Мариинской тайги.

Наиболее практически ценными породами на участке являются полевошпатовые уртиты, в которых содержание нефелина превышает 80%. Представляют интерес и ювиты, достаточно развитые на участке, в которых содержание нефелина довольно высокое (до 40% и выше).

На участке целесообразна постановка разведочных работ с целью отыскания полевошпатовых уртитов, равномернозернистых и пегматоидных ювитов в коренном залегании. Для этой цели есть смысл разведать само русло ключа Березового, которое в сухое время года свободно от воды. Интерес к участку повышается в связи с находкой А. И. Мостовским достаточно богатых нефелиновых пород в сходной геологической обстановке в районе нижнего течения р. Талановой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адамчук И. П. К вопросу о систематике нефелиновых пород северной части Кузнецкого Алатау. Сб. проблемы геологии и металлогении Сибири. Тр. ТГУ, 1969, т. 203.

2. Кортусов М. П. Кийский габбро-сиенитовый интрузивный комплекс Мариинской тайги (Кузнецкий Алатау). Тр. ин-та геол. и геофиз. Изд. СО АН СССР, 1963, вып. 33.

3. Кузоватов Н. И. Материалы к геологии и петрографии отложений тельбесской серии в северо-западной части Кузнецкого Алатау. Ученые записки ТГУ, 1964, № 49.

4. Кузоватов Н. И. Литолого-петрографическая характеристика отложений нижнего палеозоя в районе верхнего течения р. Кии (Кузнецкий Алатау). Материалы по минерал., петрогр. и полезн. ископ. Зап. Сибири. Изд. ТГУ, 1962.

5. Трегер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. Госгеолтехиздат, 1958.

ТРУДЫ ТОМСКОГО ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА им. В. В. КУЙБЫШЕВА

Том 239 1976

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ВРЕМЕНИ СТАНОВЛЕНИЯ ГРАНИТОИДОВ НОВОСИБИРСКОГО ПРИОБЬЯ

О. А. КУХАРЕНКО, П. Н. ПАРШИН

В районе Новосибирского Приобья широким развитием пользуются гранитоидные образования, которые отдельными массивами по бортам р. Оби и ее притоков, а также по картировочным скважинам и геофизическим данным прослеживаются почти на 250 км в меридиональном направлении от г. Камня на юге до дд. Батурино и Новобибеево на севере. В широтном направлении под мезозойскими и кайнозойскими осадками Западно-Сибирской низменности они известны до ст. Барабинск. Возраст гранитоидов Новосибирского Приобья установлен как верхнепалеозойский. Однако в настоящее время появляются новые данные, позволяющие по крайней мере для некоторых их разновидностей установить более древний возраст.

Так, в 1 км на юго-восток от ст. Новосибирск-Южный гранитоидные породы были вскрыты канавой на глубину до 3 м. Здесь нами наблюдались граниты, прорванные дайками пироксен-плагиоклазового порфирита. В то же время как гранит, так и порфирит прорываются кварц-биотитовым сиенит-порфиром.

Как видно, более древней из описываемых пород является гранит, в составе которого преобладает кварц, плагиоклаз, небольшое количество калиевого полевого шпата (решетчатый микроклин) и биотита. Из рудных присутствует магнетит в виде очень мелких зерен, довольно равномерно распределенных в породе. Внедрение дайки пироксен-плагиоклазового порфирита в гранит вызвало в последнем контактовые изменения: кварц катаклазирован, в некоторых местах он совсем раздроблен. Основная масса дайки плагиоклазового порфирита — микрозернистая, состоит из плагиоклаза, бурой роговой обманки и рудного минерала.

Наиболее молодой из наблюдаемых пород является кварц-биотитовый сиенит-порфир. В порфировидных выделениях — зонарный плагиоклаз (андезин), слабо альбитизированный, кварц — в редких оплавленных зернах. Основная масса — плагиоклаз и калишпат. Присутствуют магнетит и циркон. Для подтверждения возрастных взаимоотношений этих пород нами произведено определение их абсолютного возраста.

Определение абсолютного возраста горных пород производилось оптическим методом, так называемым методом сравнительной дисперсии двупреломления, предложенным Е. А. Кузнецовым в 1960 году. Сама методика определения дисперсии двупреломления и абсолютного

возраста по ряду минералов изложена Е. А. Кузнецовым и З. О. Чибухчаном [1, 2].

Для построения эталонного графика коэффициент дисперсии (K^{δ}) — абсолютный возраст, использовались шлифы горных пород с биотитом и с известными содержаниями калия и аргона, отношением Ar^{40}/K^{40} и возрастом пород. Шлифы были любезно предоставлены Б. М. Тюлюпо

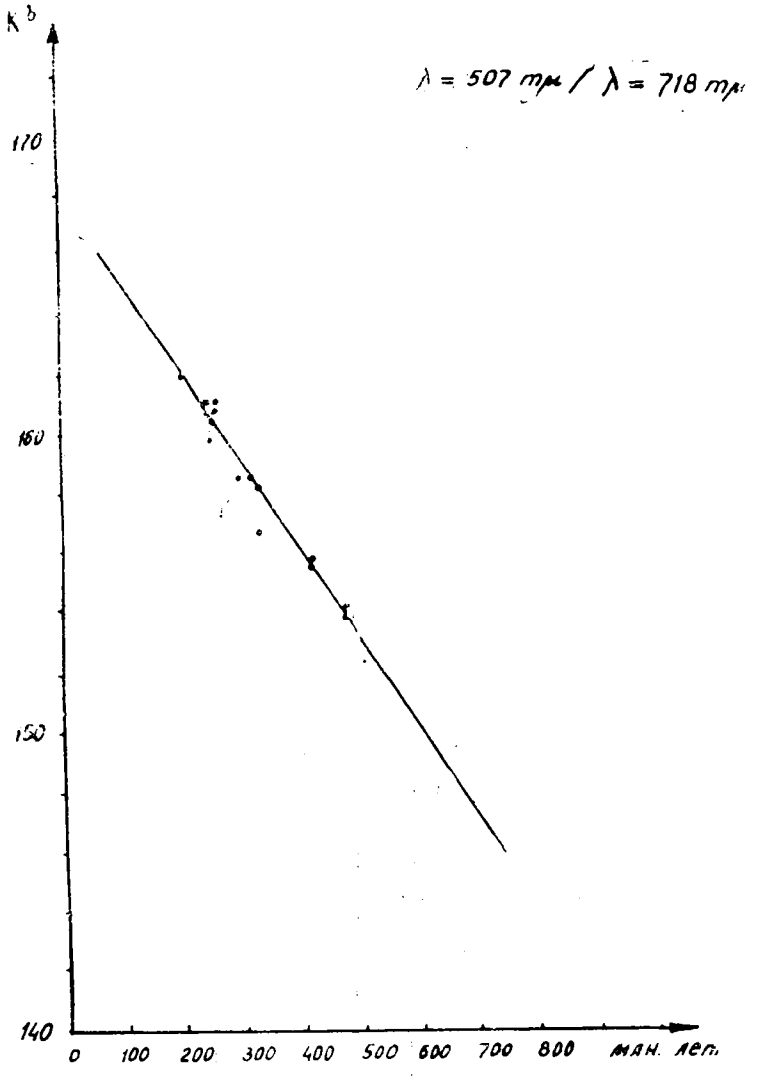


Рис. 1. Диаграмма связи возраст — K^{δ} для биотита

(кафедра минералогии ТГУ), И. П. Ивониным (Томь-Усинская экспедиция ЗСГУ), Г. И. Полтораковым (Рудно-Алтайская экспедиция ЗСГУ).

Чтобы обнаружить связь возраста с коэффициентом дисперсии двупреломления в биотитах этих пород, минерал исследовался нами на

дисперсию для широкого ряда световых волн. В результате была определена длина волны ($\lambda = 507$ мм), коэффициент дисперсии при которой изменяется соответственно с изменением отношения Ar^{40}/K^{40}, т. е. с изменением возраста этих биотитов. За стандартную длину волны нами была принята волна в 706 мм (красный светофильтр).

Таблица 1

Результаты определения абсолютного возраста по биотиту оптическим методом

№ обр.	Порода	Возраст в млн. лет по биотиту	Среднее значение абсолютного возраста в млн. лет	Адрес
63	Граносиенит	447 436 416 396 423	424	Карьер Новобибеевский нижнее течение р. Ояш
69	Гранитная жила	398 393 418	403	
98	Диабазовый порфирит	375 382 363 368	372	Канава в 0,5 км восточнее карьера „Борок" и в 30 м западнее тракта Новосибирск—Бердск
99	Щелочной гранит	402 380 (?) 397 406 390	394	
100	Сиенит-порфировая жила	368 374 360 352 364 360	361	

Была составлена диаграмма связи K^{δ} световой волны непосредственно с отношением Ar^{40}/K^{40}. А так как это отношение характеризует абсолютный возраст минерала, то последний можно снимать непосредственно с диаграммы (рис. 1).

Результаты определения абсолютного возраста показывают, что возрастной последовательности, определенной в поле как гранит→диабазовый порфирит→сиенит-порфир соответствуют средние цифры абсолютного возраста: 394→372→360 млн. лет (табл. 1). Согласно геохронологической шкале, принятой в 1964 г., это соответствует девонскому возрасту. В то же время все эти цифры очень близки между собой, что также согласуется с геологическими данными взаимоотношения этих пород. Наиболее молодые разности сиенит-порфиров, видимо, нужно рассматривать как позднюю жильную фазу становления гранитной интрузии, а потому и достаточно близкую по возрасту с вмещающими гранитами. Граниты, вскрытые в Новобибеевском карьере, имеют возраст по биотиту 396—447 млн. лет (D — S).

Возраст гранитной дайки мощностью в 10 см, секущей здесь пироксеновый андезито-базальт, составляет в среднем 403 млн. лет.

Достоверность приведенных нами определений абсолютного возраста гранитоидных образований Новосибирского и Новобибеевского массивов (особенно Новосибирского) подтверждается и данными определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом по биотиту, который для карьера «Борок», по сообщению Ю. А. Нуварьевой, составляет 365 млн. лет. Более того, в 6 км севернее г. Новосибирска, в карьере «Мочище» возраст гранитов по биотиту составляет, по данным Ю. А. Нуварьевой, 583 млн. лет (соответственно по юго-западной и северо-западной стенкам карьера). На основании всех приведенных данных по описываемым породам можно сделать предположение о наличии в районе Новосибирского Приобья гранитоидных образований более древних по отношению к герцинидам Колывань-Томской складчатой зоны. Этим фактом можно объяснить некоторые особенности характера дислокаций в флишоидных осадках верхнего девона и нижнего карбона в пределах указанного района. Например, часто наблюдаются довольно острые флексурные изгибы пластов в плане, близко по форме напоминающие наблюдаемые нами ранее складки в районе р. Таштып Южно-Минусинской впадины. В последнем случае такие складки вызваны влиянием разнонаправленных перемещений структур Западного Саяна и Кузнецкого Алатау, близко сходящихся здесь друг с другом. Возможно, и в районе Новосибирского Приобья флексурные складки (в плане) обусловлены разнонаправленными подвижками глыб, развитых западнее и восточнее полосы развития флишоидных осадков, и некоторые разновидности гранитоидов района г. Новосибирска являются, видимо, представителями таких глыб.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кузнецов Е. А., Чибухчан З. О. О возможности измерения абсолютного возраста горных пород методом сравнительной дисперсии двупреломления. «Сов. геология», № 2, 1963.

2. Кузнецов Е. А. Метод сравнительной дисперсии двупреломления. Изд-во «Недра», 1964.

ТРУДЫ ТОМСКОГО ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА им. В. В. КУЙБЫШЕВА

Том 239 1976

ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ И ЗОЛОТООРУДЕНЕНИЕ ФЕДОТОВСКОГО УЧАСТКА (КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ)

Е. Н. ЗЫКОВ, Н. И. КУЗОВАТОВ

Федотовский участок располагается в западной части Мариинской тайги и включает в себя бассейн нижнего течения р. Бобровой, являющейся левым притоком р. Большой Кожух (система р. Кии). В пределах участка имеется золоторудное месторождение, приуроченное к юго-западной части Федотовского интрузивного массива.

Федотовский массив резко вытянут в северо-западном направлении и обнаруживает связь с главной ветвью Кузнецко-Алтайского разлома [3, 8]. Массив является одним из представителей Мартайгинского интрузивного комплекса, широко развитого в Мариинской тайге [6, 7, 8].

Район исследования входит в Тайдоно-Золотокитатскую структурно-фациальную зону [4], в которой Л. В. Алабиным [1] были описаны интенсивно дислоцированные отложения верхнего кембрия-ордовика.

Краткая геолого-петрографическая характеристика массива содержится в работах А. Н. Дистановой [7], М. П. Кортусова [8]; массив изучался Л. В. Алабиным (1959), А. И. Мостовским (1966) и другими. Все авторы подчеркивают, что собственно граниты не имеют большого площадного развития и сконцентрированы главным образом в центральной части массива. Преобладающими породами в Федотовском массиве являются диориты, которые, по мнению А. Н. Дистановой [7], возникли метасоматическим путем или сформировались из гибридного расплава. Диориты изобилуют массой гранитных инъекций с мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров [7]. Как будет показано ниже, в юго-западной части массива наблюдаются все особенности, свойственные для этого тела в целом.

Геология Федотовского участка относительно проста. Основную роль здесь играют интрузивные породы, состав которых изменяется от габбро-диоритов и диоритов до гранитов. Последние слагают сравнительно небольшие по размерам изометричные или линейно-вытянутые тела среди диоритов и подчеркивают общую северо-восточную структуру месторождения. Исключительно широко развиты инъекционные образования гранитов в породах диоритового состава, размеры и форма которых крайне изменчивы. В гранитах нередко встречаются ксенолиты диоритов и габбро-диоритов.

Вмещающие интрузию породы на участке Федотовского месторождения развиты лишь на его западном фланге. Они представлены осадочно-вулканогенными образованиями нижнего ордовика, которые испытали интенсивный контактовый метаморфизм и превращены в типичные пироксен-плагиоклазовые, пироксен-скаполит-плагиоклазовые роговики с хорошо выраженной полосчатой текстурой.

Заметную роль в геологии участка играют дайковые породы, из которых одни имеют догранитный возраст, другие — послегранитный. К первым относятся дайки спессартитов, диабазовых порфиритов, микродиоритов и диоритовых порфиритов. Перечисленные дайковые породы вместе с диоритами и габбро-диоритами инъецируются гранитами. С телами гранитов тесно связаны дайки микрогранитов, гранит-порфиров и мелкие пегматитовые жилы.

Преобладающая часть даек среднего и кислого состава имеет северо-восточное или субмеридиональное простирание с падением на северо-запад (редко) и юго-восток под углами 50—80°. Дайки субширотного или северо-западного простирания встречаются весьма редко. Мощность даек обычно невелика и изменяется в пределах от десятков сантиметров до нескольких метров.

Изверженные породы Федотовского участка относятся преимущественно к диоритовому ряду. В процессе камеральной обработки материала было выделено большое число разновидностей диоритов, среди которых наиболее часто встречаемыми являются габбро-диориты, роговообманковые диориты, кварцевые диориты, тоналиты. Окраска перечисленных пород изменяется от темной зеленовато-серой (габбро-диориты) до светло-серой (тоналиты), структура обычно мелкозернистая, реже среднезернистая, текстура однородная, плотная.

Под микроскопом наблюдается преимущественно диоритовая структура, обусловленная переменным идиоморфизмом зерен роговой обманки и среднего плагиоклаза. В отдельных участках шлифов видна пойкилитовая структура, иногда венцовая. В порфировидных разностях диоритов вкрапленники сложены серицитизированным плагиоклазом, их размеры по длинной оси достигают 4 мм. Главными составными частями диоритов являются зеленая или буровато-зеленая роговая обманка и средний плагиоклаз. В тоналитах и кварцевых диоритах в число главных минералов добавляется кварц. Второстепенными минералами в ряде разновидностей являются биотит и моноклинный пироксен. В габбро-диоритах моноклинный пироксен иногда играет роль единственного темноцветного минерала. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, пиритом, магнетитом, вторичные — серицитом, хлоритом, эпидотом.

Средний количественно-минералогический состав главных разновидностей диоритов приведен в табл. 1.

Таблица 1

№ п/п	Плагиоклаз	Кварц	Моноклинный пироксен	Роговая обманка	Биотит	Акцессорные минералы	Вторичные минералы
1	20,17	—	10,47	64,35	—	0,25	4,76
2	58,45	2,02	—	34,30	1,59	1,61	2,03
3	60,28	6,81	—	28,58	0,32	1,65	2,36

Примечание. 1 — габбро-диорит; 2 — роговообманковый диорит; 3 — кварцевый диорит.

Среди гранитоидов наиболее распространены собственно граниты и гранодиориты. Иногда наблюдаются переходы к плагиогранитам и щелочным гранитам. Все эти породы в образцах имеют красновато-розовую, розовато-серую окраску, мелкозернистую, реже среднезернистую структуру. Под микроскопом гранитовые породы обнаруживают гипи-

диоморфнозернистую структуру, в отдельных участках шлифов встречается микропегматитовая структура. Состав пород определяется присутствием в переменных количествах темно-бурого биотита, зеленой роговой обманки, серицитизированного плагиоклаза, калиевого полевого шпата и кварца. Содержание темноцветов не превышает 11%, т. е. граниты имеют типичный лейкократовый облик. Акцессорные минералы представлены цирконом, пиритом, магнетитом, вторичные — хлоритом. В шлифах часто можно видеть мелкие инъекции гранитов в диоритах. Последние в зоне контакта испытывают интенсивную калишпатизацию, в результате чего создается обманчивое впечатление о постепенных переходах между диоритами и гранитами.

Средний количественно-минералогический состав некоторых разновидностей гранитов приведен в табл. 2.

Таблица 2

№ п/п	Плагиоклаз	Кварц	Калиевый полевой шпат	Роговая обманка	Биотит	Акцессорные минералы	Вторичные минералы
1	50,85	19,70	17,27	8,13	2,02	1,15	0,87
2	18,14	21,07	49,18	9,83	0,99	0,99	—
3	24,70	24,80	49,30	—	1,20	—	—
4	3,50	36,60	58,00	—	1,50	0,15	0,25

Примечание. 1 — гранодиорит; 2 — гранит; 3 — гранит; 4 — щелочный гранит.

Геохимическая общность интрузивных пород участка подчеркивается наличием в их составе тождественных элементов-примесей, установленных методом спектрального анализа. Во всех породах содержание Ni, Co, Be, Ga превышает кларки этих элементов в соответствующих типах пород, по А. П. Виноградову [5].

Химический состав главных типов изверженных пород и некоторых метасоматических образований приведен в табл. 3.

Анализ химических особенностей изверженных пород участка позволяет сказать, что они закономерно изменяются от габбро-диоритов к гранитам; роль связующих звеньев между ними выполняют кварцевые диориты и тоналиты. В направлении от габбро-диоритов к гранитам наблюдается значительное преобладание суммарного железа над магнием, суммы щелочей над кальцием. С ростом щелочности пород возрастает железистость темноцветных минералов. С увеличением концентрации кремнезема и щелочности расплава возрастает активность аниона кислорода и, как следствие этого, увеличивается отношение $Fe_2O_3 : (F_2O_3 + FeO)$ в направлении от диоритов к гранитам.

Изучение взаимоотношений диоритов и гранитов непосредственно в поле, при камеральной обработке материалов с использованием данных спектрального и химического анализов дает нам основание считать Федотовский массив многофазным интрузивным телом. В первую фазу сформировались породы диоритового ряда, во вторую — породы кислого состава. Становление Федотовского массива завершает стабилизацию структурно-фациальной зоны [10]. Согласно классификации Ю. А. Кузнецова [11] Федотовский массив является примером формации гранитоидных батолитов пестрого состава.

Золоторудное месторождение участка целиком размещается среди интрузивных пород Федотовского массива. Структура месторождения устанавливается с большими трудностями, что обусловлено слабой ес-

тественной обнаженностью, развитием мощного чехла рыхлых отложений (до 25 м), отсутствием подземных горных выработок и другими причинами. В целом структура месторождения во многом определяется

Таблица 3

Окислы вес. %	№ анализа											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	47,6	50,1	53,5	56,8	62,6	67,9	70,3	53,5	46,9	44,6	50,7	47,8
TiO_2	1,5	1,2	1,3	1,1	0,6	0,5	0,5	1,1	1,3	2,0	1,1	1,5
Al_2O_3	15,5	17,6	16,2	16,0	16,5	15,2	14,5	16,8	16,9	15,4	16,3	16,1
Fe_2O_3	3,4	2,9	3,8	4,1	1,4	1,7	1,6	3,2	2,7	5,6	2,7	2,5
FeO	6,9	6,3	5,9	5,3	5,8	2,1	1,7	5,7	7,6	8,3	6,1	6,4
MnO	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
MgO	9,0	6,1	4,5	3,0	2,0	1,4	1,1	5,4	8,2	6,9	7,2	4,8
CaO	7,5	8,5	7,3	6,3	4,6	2,1	1,8	6,9	4,2	9,7	7,5	8,0
Na_2O	3,1	2,7	3,7	3,8	4,2	4,4	4,2	3,6	3,1	2,3	3,7	3,3
K_2O	1,7	1,4	1,6	2,1	2,1	3,9	4,2	1,4	1,7	1,4	1,2	1,7
H_2O	—	0,3	0,1	—	—	—	—	—	0,4	—	0,4	0,3
P_2O_5	0,4	0,2	0,2	0,2	—	0,1	0,1	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2
S	сл.	сл.	0,1	сл.	—	сл.	сл.	0,1	сл.	—	0,1	0,2
п.п.п.	3,1	2,6	1,3	0,8	0,6	0,5	сл.	1,9	6,4	2,8	2,3	6,7
Сумма	99,9	100,1	99,7	99,8	99,9	99,9	100,1	100,1	99,9	99,5	99,8	99,7

Примечание. 1 — габбро-диорит, 2 — диорит, 3 — диорит, 4 — кварцевый диорит, 5 — тоналит, 6 — гранодиорит, 7 — гранит, 8 — микродиорит, 9 — спессартит, 10 — эпидотизированный габбро-диорит, 11 — хлоритизированный и серицитизированный диорит, 12 — серицит-хлоритовая порода.

трещинной тектоникой. По классификации основных структур и форм эндогенных месторождений, предложенной Б. М. Крейтером [9], Федотовское месторождение следует отнести к типу месторождений в трещинах скалывания. Это положение доказывается следующими фактами:

а) большое количество рудных тел имеет близкую ориентировку в пространстве (северо-восточное простирание с крутым падением на юго-восток);

б) кварцевые жилы часто приурочены к зонам рассланцованных пород;

в) кварцевые жилы имеют достаточно большую протяженность (до 400 м) и относительно прямолинейны.

В истории формирования структуры Федотовского месторождения можно выделить три этапа: додайковый, дорудный и послерудный. В додайковый этап происходило формирование двух основных систем трещин скалывания: трещин северо-восточного направления и трещин субширотного или юго-восточного направлений. Последние играли подчиненную роль по отношению к трещинам северо-восточного простирания. Об этом свидетельствует преобладающее северо-восточное простирание даек спессартитов, диоритовых порфиритов, диабазов и диабазовых порфиритов. Значительно реже на участке месторождения встречаются дайки аналогичного состава, характеризующиеся субши-

ротным и юго-восточным простиранием. В дорудный этап ориентировка деформаций сохранилась, при этом, вероятно, имело место приоткрывание ранее заложенных трещин. Это подтверждается резко преобладающим северо-восточным простиранием кварцево-рудных тел, в общем совпадающем с простиранием даек, при этом в отдельных случаях кварцевые жилы приурочиваются к контакту даек с вмещающими их диоритами и габбро-диоритами, подчеркивая тем самым преемственность структурных элементов в период, предшествующий рудообразованию. Трещины субширотного и юго-восточного направлений, пользовавшиеся ограниченным развитием и в додайковый этап, в дорудный период оказались неблагоприятными для проникновения рудообразующих растворов, в связи с чем наблюдаются лишь единичные маломощные кварцевые прожилки субширотного простирания, не представляющие практического интереса. Послерудный этап формирования структуры месторождения характеризуется появлением разрывных нарушений преимущественно субширотного и юго-восточного направлений.

На участке месторождения широко развиты околорудноизмененные породы: березиты, серицитовые и альбит-серицитовые породы, хлоритовые и серицит-хлоритовые породы. Последние через хлоритизированные и серицитизированные диориты связаны с неизмененными интрузивными породами. Наибольший интерес представляют березиты, которые в виде оторочек сопровождают кварцево-золоторудные тела. Мощность зон березитов и березитизированных пород различна (от десятков сантиметров до нескольких метров) и не зависит от мощности самих кварцево-золоторудных тел. Нередко, при незначительной мощности последних, зоны березитизации достигают значительных размеров и, наоборот, более мощные кварцевые жилы в целом ряде случаев сопровождаются оторочками березитов, мощность которых меньше или незначительно превышает мощность самих жил. В одних случаях березитовые оторочки развиваются симметрично по обеим сторонам кварцево-рудных тел, в других — находятся лишь с одной стороны кварцевой жилы, чаще со стороны висячего бока. Наконец, в отдельных случаях зоны березитизации не обнаруживают пространственной связи с кварцево-жильным выполнением трещин и, соответственно, кварцевые прожилки могут не сопровождаться зонами березитизированных пород.

Некоторые особенности химического состава околорудноизмененных пород вытекают из анализа табл. 3. Сопоставление химического состава неизмененных габбро-диоритов (анализ 1) и их эпидотизированных разностей (анализ 10) позволяет говорить о незначительном снижении в последних концентрации SiO_2, Al_2O_3, K_2O, Na_2O. Более резко уменьшается в них содержание MgO. В то же время четко устанавливается привнос CaO, FeO, Fe_2O_3, т. е. компонентов, являющихся существенной составной частью эпидота. Заметное увеличение содержания Fe_2O_3 свидетельствует об окислительной обстановке в процессе эпидотизации. Изменения химического состава в ряду неизмененный диорит→хлоритизированный и серицитизированный диорит→серицит-хлоритовая порода сводятся к следующему:

а) для хлоритизированных и серицитизированных диоритов (анализ 11), при сопоставлении их с неизмененными диоритами (анализ 3) устанавливается отчетливое снижение содержания SiO_2, Fe_2O_3, K_2O при значительном возрастании содержания MgO;

б) переход хлоритизированных и серицитизированных диоритов в серицит-хлоритовые породы (анализ 12) сопровождается выщелачиванием Fe_2O_3, Na_2O, MgO, SiO_2.

В целом для околорудных измененных пород Федотовского месторождения характерна следующая зональность: кварцево-рудная жила→березит→березитизированные породы→слабо березитизированные породы→эпидотизированные и хлоритизированные породы→неизмененные интрузивные породы.

Руды Федотовского месторождения не отличаются большим разнообразием текстурно-структурных особенностей. Наиболее распространенными являются вкрапленные в меньшей степени массивные и полосчатые текстуры. Руды с друзовой текстурой встречаются весьма редко. Структуры руд месторождения чаще всего представлены структурами замещения, среди которых можно выделить структуры разъедания (коррозии), структуры пересечения и структуры остатков от замещения. Довольно обычными для описываемых руд являются структуры распада твердых растворов и, в частности, эмульсионные структуры, а также структуры дробления.

Минералогический состав руд Федотовского месторождения весьма несложен. Из рудных минералов наиболее распространенными являются пирит, сфалерит и галенит. Несколько меньшим распространением пользуется халькопирит, проявляющийся преимущественно в виде эмульсионной вкрапленности в сфалерите. Присутствие блеклой руды устанавливается только при микроскопическом изучении руд. Золото, по всем признакам, имеет тонкодисперсный характер, поскольку оно не улавливается микроскопически даже в рудах с повышенным содержанием этого элемента.

Федотовское золоторудное месторождение обнаруживает парагенетическую связь с Федотовским интрузивным массивом. Об этом свидетельствует тесная пространственная связь оруденения с породами данного массива, отсутствие вблизи описываемого района других интрузивных комплексов, полное тождество элементов-примесей в габбро-диоритах, диоритах, гранодиоритах, гранитах, а также породах дайкового комплекса, с одной стороны, и в березитах и кварцевых жилах, с другой. Следует отметить, что связь большинства золоторудных месторождений Кузнецкого Алатау и Горного Алтая с гранитоидными массивами пестрого петрографического состава отмечается Л. В. Алабиным [2] и некоторыми другими авторами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алабин Л. В. О структурно-фациальных зонах нижнего кембрия на северо-западе и севере Кузнецкого Алатау. Геология и геофизика, 1963, № 4.

2. Алабин Л. В. К вопросу о связи золотого оруденения Кузнецкого Алатау и Горного Алтая с магматическими формациями. Сб. Природа и природные ресурсы Алтая и Кузбасса, ч. 2, Новосибирск, 1970.

3. Алабин Л. В., Долгушин С. С. Кузнецко-Алтайский глубинный разлом и связь с ним тектонических структур, магматизма, метаморфизма и оруденения. Сб. Природа и природные ресурсы Алтая и Кузбасса, ч. 2, Новосибирск, 1970.

4. Алексеев П. В., Горелов Г. Ф. Геологические результаты работ ЗСГУ за 1963 год. Вестник Зап.-Сиб. и Новосибирского геолуправлений, 1964, № 1.

5. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Журн. Геохимия, 1962, № 7.

6. Врублевский В. А. Интрузивные комплексы северо-восточной части Мариинской тайги. Материалы по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, 1964.

7. Дистанова А. Н. Мартайгинский гранитоидный комплекс. Сб. Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. «Наука», 1965.

8. Кортусов М. П. Палеозойские интрузивные комплексы Мариинской тайги (Кузнецкий Алатау). Том 1, изд. Томского ун-та, 1967.

9. Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, 1956.

10. Кузнецов Ю. А. Об особой роли гранитоидных интрузий в истории магматизма Алтае-Саянской складчатой области. Геология и геофизика, 1960, № 1.

11. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. «Недра», 1964.

ТРУДЫ ТОМСКОГО ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА им. В. В. КУЙБЫШЕВА

Том 239 1976

О НЕКОТОРЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ СВЯЗИ СОСТАВА ГРАНАТОВ КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ С ХАРАКТЕРОМ ОРУДЕНЕНИЯ

(На примере месторождений Алтае-Саянской складчатой области)

Ю. В. ИНДУКАЕВ, В. Е. ХОХЛОВ

Гранат является одним из главных минералов скарновых контактово-метасоматических месторождений. Всестороннее изучение этого минерала позволяет решать ряд практических и теоретических вопросов.

Известно, что состав гранатов является функцией многих переменных и, в частности, он зависит от условий образования (химической среды, термодинамической обстановки и др.). По химическим и физическим свойствам можно судить не только о генезисе самого граната, но и, что более важно, о характере оруденения, об условиях образования горных пород и месторождений, содержащих этот минерал.

В работе использован материал по тридцати четырем скарновым месторождениям Горной Шории, Кузнецкого Алатау, Горного Алтая, Восточного Саяна и др., собранный в течение двенадцати лет полевых работ, а также широко использовались литературные данные. Комплексное изучение граната контактово-метасоматических месторождений различных металлов Алтае-Саянской складчатой области позволило установить некоторые закономерности изменения состава этого минерала в зависимости от характера оруденения. Для исследования гранатов широко использовались химический, рентгеноструктурный, кристаллооптический и другие анализы и методики, что позволило многократно контролировать результаты определений.

Данные химического анализа сведены в табл. 1. По ним были определены номера гранатов (табл. 2), исходя из процентного соотношения двух групп окислов — с одной стороны Al, а с другой — Fe‴, Cr, Ti, Mn. Номер граната определяется как процентное содержание второй группы окислов в общей сумме трехвалентных катионов и записывался подобно номеру плагиоклаза [5]. По полученным номерам гранатов была построена диаграмма (фиг. 1), на которой по горизонтали откладывались номера гранатов, а по вертикали — количество анализов. Из диаграммы видно, что гранат № 70—100 — андрадит; № 30—70 — гранат промежуточного ряда, который Грудев предлагает называть апломом, ссылаясь на то, что «название находится в соответствии с часто применяемой трактовкой аплома, как глиноземистой разновидности андрадита». Такое деление исследуемых гранатов сопоставимо с классификацией А. П. Грудева [5], по которой гранат № 00—35 — гроссуляр; № 65—100 — андрадит; № 35—65 — аплом, и совпадает с классификацией Н. В. Соболева [13]. Из этой диаграммы вытекает еще один вывод: андрадит-гроссуляровые гранаты можно относить к одному минеральному виду, то есть существует безразрывная изо-

Таблица 1

Химические анализы гранатов

№ п/п	Генерации гранатов	Содержание компонентов в весовых процентах																№ граната (по Гневушеву)
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	Cr_2O_3	V_2O_5	ZrO_2	BeO	Na_2O+K_2O	H_2O	п.п.п	сумма	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
1	I	37,48	0,62	10,56	17,25	2,20	30,27	0,36	0,64	—	—	—	—	—	0,12	0,68	100,18	63
2	I	38,00	0,84	13,92	12,47	1,21	31,28	1,30	0,66	—	—	—	—	—	0,16	0,53	100,37	48
3	II	37,46	0,55	9,06	20,11	2,91	28,12	0,54	0,62	—	—	—	—	—	0,10	0,67	100,14	69
4	I	34,92	0,66	12,38	13,00	1,61	33,64	0,15	1,03	—	—	—	—	—	1,12	1,10	99,61	53
5	I	35,20	0,66	9,78	17,76	1,80	31,42	0,15	0,98	—	—	—	—	—	1,24	0,60	99,59	66
6	I	43,08	0,02	8,94	18,76	0,06	32,01	0,94	0,64	—	—	—	—	—	0,05	0,38	100,19	68
7	II	45,03	0,02	4,46	19,91	0,09	27,73	1,40	0,45	—	—	—	—	0,16	0,02	0,77	100,04	82
8	I	40,66	0,09	7,32	16,18	0,08	34,04	0,73	0,06	—	—	—	—	—	0,16	0,31	100,13	69
9	I	41,20	0,07	5,92	20,52	0,06	30,26	0,59	0,53	—	—	—	—	—	0,12	0,16	99,47	78
10	I	39,84	0,08	6,61	21,23	—	30,02	1,15	0,63	—	—	—	—	—	0,16	0,31	99,92	77
11	I	36,82	0,57	10,59	16,36	3,05	31,19	—	0,71	—	—	—	—	0,22	—	0,66	100,17	62
12	I	37,00	0,60	8,52	18,06	1,80	32,32	—	0,59	—	—	—	—	0,40	—	0,76	100,05	68
13	I	38,12	0,60	12,01	14,96	1,80	31,42	—	0,82	—	—	—	—	0,28	—	0,44	100,41	56
14	I	38,50	1,08	2,19	26,54	0,06	30,19	0,59	0,53	—	—	—	—	0,12	—	0,48	100,39	92
15	II	35,36	0,22	2,48	27,85	0,89	32,03	—	0,73	—	—	—	—	0,24	—	0,14	99,94	92
16	I	37,60	0,20	6,16	22,55	1,26	30,84	0,44	—	—	0,13	—	—	0,51	—	0,28	101,17	78
17	I	35,49	—	0,38	30,34	0,22	32,09	0,78	—	—	—	—	—	—	—	0,70	100,00	98
18	I	35,00	—	0,74	29,91	2,44	30,58	0,78	0,28	—	—	—	—	0,10	—	0,26	100,09	97
19	I	39,36	0,24	8,40	15,36	1,08	33,65	1,01	0,21	—	0,008	0,021	0,04	—	—	—	99,38	65
20	I	35,18	0,20	1,12	29,14	0,90	33,12	0,21	0,17	0,012	0,008	—	—	—	—	—	100,11	96

Продолжение табл. 1

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
21	I	34,72	0,09	0,48	30,94	0,90	32,38	0,21	0,28	0,004	0,013	—	—	—	—	—	100,02	99
22		36,04	0,08	3,82	25,36	0,42	33,34	0,58	0,14	—	—	—	—	—	—	—	99,78	83
23	I	37,80	0,80	11,26	15,57	0,36	32,35	0,60	1,11	—	—	—	—	0,25	—	0,12	100,22	59
24	II	35,75	—	0,90	29,94	0,54	30,95	0,04	1,12	—	—	—	—	—	0,10	1,20	100,54	98
25		36,71	0,90	10,46	14,23	0,57	34,35	0,61	0,39	—	—	—	—	—	—	1,72	99,94	57
26		35,31	0,48	4,49	23,80	3,03	30,50	0,45	1,20	—	—	—	—	—	0,79	—	100,05	85
27		37,12	0,75	14,46	12,15	1,46	31,50	0.53	1,60	—	—	—	—	—	0,53	—	100.10	48
28		36,70	0,45	13,02	13,05	1,70	33,06	0,51	0,94	—	—	—	—	—	0,86	—	100,29	52
29		36,40	0,21	10,10	16,12	1,98	32,41	1,06	0,90	—	—	—	—	—	1,11	—	100,29	63
30		36,01	0,22	8,23	19,45	1,22	33,52	0,40	0,61	—	—	—	—	—	0,58	—	100,24	71
31		34,50	0,16	1,06	29,39	0,56	33,20	0,28	0,45	—	—	—	—	—	0.44	—	100,04	98
32		36,05	0,01	0,09	31,27	0,43	31,68	0,14	0,69	—	—	—	—	—	—	—	100,36	100
33	I	36,76	0,31	8,32	20,01	1,14	32,35	0,53	0,38	—	—	—	—	—	—	0,54	100,34	71
34	I	37,08	0,17	7,69	21,13	0,76	32,16	0,70	0,42	—	—	—	—	—	—	0,59	100,70	73
35		34,56	2,71	8,65	18,05	1,87	33,02	0,74	0,36	—	—	—	—	—	—	—	100,12	68
36		35,00	—	0,74	29,91	2,44	30,50	0,78	0,28	—	—	—	—	—	—	—	99,65	98
37		34,44	—	2,84	29,09	0,28	32,34	0,18	1,04	—	—	—	—	—	—	—	100,21	91
38		36,94	2,20	3,20	23,91	1,47	30,98	0,36	0,75	—	—	—	—	0,44	—	—	100,25	88
39		34,66	1,80	4,68	25,30	1,70	31,26	0,51	0,80	—	—	—	—	—	—	—	100,71	84
40		36,36	0,65	8,51	19,19	0,28	33,86	0,57	0,72	—	—	—	—	—	—	—	100,14	69
41	II	36,72	0,44	3,58	25,94	1,61	30,84	0,11	0,71	0,036	—	—	—	—	—	—	99,99	88
42	II	35,58	0,26	2,98	26,34	1,79	31,96	0,07	0,67	0,022	—	—	—	—	—	—	99,67	89
43	II	37,52	0,12	0,76	27,54	0,72	31,96	0,29	0,76	—	0,014	0,009	—	—	—	—	100,07	97

Продолжение табл. 1

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
44	I	36,36	0,40	14,96	10,81	4,12	30,96	1,18	0,63	—	—	—	—	—	—	0,50	99,92	42
45	I	38,38	0,40	10,85	15,76	0,90	33,09	—	0,97	0,024	—	—	—	—	—	0,16	100,53	59
46	II	36,56	0,22	1,92	26,74	0,08	33,02	0,22	0,35	0,022	—	—	—	—	—	0,12	100,25	93
47	II	35,60	0,19	1,85	28,74	1,08	32,53	0,11	0,41	0,022	—	—	—	—	—	0,28	100,80	97
48	II	36,48	0,09	0,02	27,94	0,72	33,37	0,36	0,42	—	0,011	—	—	—	—	—	99,73	100
49	I	38,52	0,62	17,51	7,38	0,36	34,15	0,29	0,47	—	0,016	0,118	—	—	—	—	99,43	30
50	I	38,24	0,47	13,08	12,77	0,72	34,07	0,14	0,51	—	—	0.02	—	—	—	—	100,03	49
51	I	37,30	0,24	11,15	16,17	0,90	35,05	0,11	0,30	0,04	—	—	=	—	—	—	101,26	59
52	I	37,02	0,31	10,83	14,57	2,28	33,65	0,29	1,31	0,008	0,016	0,015	—	—	—	—	100,30	57
53	I	37,28	0,37	9,56	17,06	0,36	32,85	0,36	0,63	0,004	0,010	0,009	0,016	—	—	—	98,52	64
54	I	38,52	0,37	7,96	18,36	0,72	33,38	0,29	1,08	—	0,016	0,003	—	—	—	—	100,80	69
55	I	38,28	0,32	7,84	18,96	1,08	31,32	0,26	0,79	0,08	—	—	—	—	—	—	98,93	71
56	I	37,50	0,48	8,76	18,96	1,08	31,58	0,04	0 82	0,07	—	—	—	—	—	—	99,29	88
57	II	38,48	0,25	3,32	25,35	0,90	29,79	0,04	0,57	0,08	—	—	—	—	—	—	98,78	88
58	I	39,43	0,86	12,94	12,57	1,26	29,83	0,22	0,57	0,13	—	—	—	—	—	—	97,81	49
59	II	36,13	0,06	8,94	21,15	1,80	29,69	0,27	0,40	0,08	—	—	—	—	—	—	98,52	69
60	II	38,40	0,35	7,37	19,36	0,54	32,38	0,40	0,54	0,028	—	—	—	—	—	—	99,37	72
61	II	36,58	0,12	4,71	23,75	1,08	31,93	0,07	0,91	0,12	—	—	—	—	—	—	99,27	83
62	I	37,27	0,64	11,99	14,27	0,81	34,46	—	0,47	—	—	—	—	—	—	0,20	100,11	53
63	II	36,73	0,17	10,03	17,69	0,70	33,54	0,44	0,09	—	—	—	—	—	—	0,50	99,93	64
64	I	37,20	0,58	11,24	16,76	0,72	34,14	—	0,34	0,024	—	—	—	—	—	—	101,00	60
65	II	36,18	0,15	3,21	26,15	1,60	31,83	0,40	0,33	0,036	—	—	—	—	—	0,44	99,89	89
66		35,55	0,12	6,78	24,06	1,00	32,41	—	0,59	—	—	—	—	—	0,75	—	101,26	78

Продолжение табл. 1

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
67		35,55	—	2,10	28,11	0,64	32,14	0,37	0,51	—	—	—	—	0,10	0,28	—	100,08	93
68	I	39,76	0,51	14,89	9,00	1,08	35,00	0,14	0,07	0,22	—	—	—	—	—	—	100,47	38
69	I	35,22	0,12	20,43	9,78	1,08	32,50	0,51	0,12	0,07	—	—	—	—	—	—	99,83	32
70	II	35,84	0,09	0,23	26,34	0,72	32,70	1,84	0,08	0,04	—	—	—	—	—	0,06	99,94	98
71	I	38,45	0,45	14,42	11,91	0,54	33,63	0,15	0,42	—	—	—	—	0,47	—	0,70	101,14	46
72	I	38,72	0,47	14,97	11,68	0,78	33,00	0,36	0,19	—	—	—	—	0,33	—	0,68	101,12	44
73	II	35,76	0,37	8,52	19,55	1,76	31,47	0,43	1,02	—	—	—	—	0,87	0,24	1,22	101,21	71
74	II	35,68	0,92	5,54	23,15	1,26	33,00	0,43	0,24	—	—	—	—	0,27	0,24	1,22	101,21	81
75	II	36,08	0,66	5,44	23,05	0,36	33,87	0,43	0,12	—	—	—	—	0,40	0,40	0,20	101,01	81
76	II	38,38	0,11	4,26	23,74	2,16	30,00	0,72	0,85	—	—	—	—	0,12	0,34	0,36	101,04	85
77	II	36,70	0,22	1,03	29,95	0,72	30,00	0,51	0,10	—	—	—	—	0,28	0,48	1,74	101,03	97
78	II	35,44	0,33	—	29,74	0,54	33,65	0,54	0,21	—	—	—	—	0,27	0,12	0,34	101,18	100
79	I	36,12	0,45	16,97	10,20	0,40	34,60	0,36	0,62	—	—	—	—	—	—	—	99,72	38
80	II	35,60	0,22	0,58	27,15	2,71	32,90	0,15	0,36	Sn= 1,00	Bi= 0,06	Ge= 0,02	0,0005	Ga= 0,001			100,26	98

Таблица 2

Кристаллохимические формулы гранатов

№ п/п	Mg	Fe″	Mn	Ca	ΣR″	Al	Fe‴	ΣR‴	Si	Ti	ΣSi	+SiO_2
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	0,04	0,11	0,05	2,60	2,80	1,02	1,06	2,08	2,96	0,04	3,00	+0,09
2	0,15	0,08	0,04	2,66	2,93	1,31	0,74	2,05	2,95	0,05	3,00	+0,06
3	0,08	0,20	0,04	2,49	2,81	0,88	1,25	2,13	2,97	0,03	3,00	+0,12
4	0,01	0,11	0,07	2,89	3,08	1,18	0,78	1,96	2,80	0,05	2,85	
5	0,02	0,12	0,07	2,75	2,96	0,94	1,09	2,03	2,95	0,05	3,00	+0,01
6	0,11	—	0,04	2,81	2,86	0,86	1,15	2,01	3,00	—	3,00	+0,52
7	0,19	0,01	0,03	2,85	3,08	0,51	1,44	1,95	3,00	—	3,00	+1,30
8	0,09	0,01	—	3,19	3,29	0,75	1,06	1,81	2,99	0,01	3,00	+0,55
9	0,08	—	0,04	2,88	3,00	0,62	1,37	1,99	3,00	—	3,00	+0,66
10	0,14	—	0,05	2,71	2,90	0,66	1,29	1,95	2,99	0,01	3,00	+0,37
11	—	0,21	0,05	2,72	2,98	1,02	1,00	2,02	2,96	0,04	3,00	
12	—	0,13	0,04	2,88	3,05	0,84	1,16	2,00	2,96	0,04	3,00	
13	—	0,12	0,06	2,73	2,91	1,15	0,91	2,06	2,96	0,04	3,00	
14	—	0,08	0,02	2,88	2,98	0,23	1,78	2,01	2,93	0,07	3,00	
15	—	0,06	0,05	2,83	2,94	0,24	1,73	1,97	2,92	0,01	2,93	
16	0,06	0,09	0,01	2,64	2,80	0,64	1,49	2,15	2,99	0,01	3,00	+0,30
17	0,10	0,02	—	2,78	2,90	0,14	1,93	2,07	3,00	—	3,00	
18	0,10	0,18	0,02	2,66	2,96	0,07	1,95	2,02	3,00	—	3,00	+0,04
19	0,12	0,07	0,01	3,05	3,25	0,84	0,97	1,81	2,98	0,02	3,00	+0,35
20	0,03	0,06	0,01	2,98	3,08	0,11	1,99	2,10	2,95	0,01	2,96	
21	0,02	0,06	—	2,90	2,98	0,05	1,95	2,00	2,90	0,01	2,91	
22	0,07	0,03	0,01	2,97	3,08	0,37	1,58	1,95	2,99	0,01	3,00	

Продолжение табл. 2

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
23	0,07	0,03	0,08	2,69	2,87	1,11	0,98	2,09	2,95	0,05	3,00	+0,17
24	0,01	0,04	0,08	2,84	2,97	0,09	1,88	1,97	3,00	—	3,00	+0,09
25	0,08	0,04	0,03	2,97	3,12	1,05	0,91	1,96	2,94	0,06	3,00	+0,18
26	0,06	0,21	0,09	2,74	3,10	0,44	1,50	1,94	2,96	0,03	2,99	
27	0,06	0,09	0,11	2,67	3,00	1,35	0,72	2,07	2,93	0,05	2,98	
28	0,06	0,12	0,06	2,83	3,07	1,22	0,78	2,00	2,93	0,03	2,96	
29	0,13	0,06	0,06	2,83	3,08	0,97	0,99	1,96	2,97	0,01	2,98	
30	0,05	0,08	0,04	2,93	3,10	0,79	1,20	1,99	2,94	0,01	2,95	
31	0,04	0,04	0,04	3,01	3,13	0,11	1,88	1,99	2,93	0,01	2,94	
32	0,02	0,03	0,05	2,89	2,99	0,01	1,99	2,00	3,00	—	3,00	+0,06
33	0,06	0,07	0,03	2,81	2,97	0,79	1,23	2,02	2,98	0,02	3,00	
34	0,08	0,03	0,06	2,81	2,98	0,73	1,29	2,02	2,99	0,01	3,00	+0,04
35	0,08	0,12	0,02	2,89	3,11	0,83	1,11	1,94	2,81	0,19	3,00	+0,01
36	0,10	0,17	0,02	2,79	3,08	0,07	1,92	1,99	3,00	—	3,00	
37	0,02	0,01	0,07	2,81	2,91	0,27	1,78	2,05	2,80	—	2,80	
38	0,01	0,21	—	2,88	3,10	0,32	1,56	1,88	2,86	0,14	3,00	+0,34
39	0,06	0,11	0,05	2,74	2,96	0,45	1,56	2,01	2,85	0,11	2,96	
40	0,06	0,02	0,05	2,92	3,05	0,80	1,16	1,96	2,92	0,04	2,96	
41	0,01	0,11	0,05	2,80	2,97	0,36	1,70	2,06	2,97	0,03	3,00	+0,14
42	0,01	0,13	0,04	2,87	3,05	0,29	1,66	1,95	2,99	0,01	3,00	
43	0,04	0,05	0,05	3,00	3,14	0,08	1,82	1,90	2,99	0,01	3,00	+0,30
44	0,22	0,26	0,04	2,51	3,03	1,33	0,62	1,95	2,75	0,02	2,77	
45	—	0,06	0,07	2,87	3,00	1,04	0,96	2,00	2,97	0,03	3,00	+0,14

Продолжение табл. 2

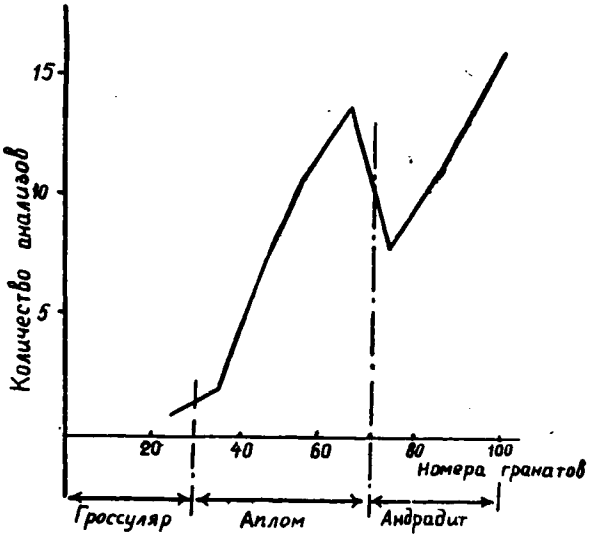
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
46	0,03	0,08	0,02	3,01	3,14	1,19	1,71	1,90	2,99	0,01	3,00	+0,12
47	0,01	0,07	0,02	2,91	3,01	0,18	1,80	1,98	2,97	0,01	2,98	
48	0,04	0,05	0,03	3,11	3,23	—	1,83	1,83	2,99	0,01	3,00	+0,19
49	0,03	0,02	0,03	2,85	2,93	1,59	0,44	2,03	2,96	0,04	3,00	+0,01
50	0,02	0,05	0,03	2,91	3,01	1,23	0,76	1,99	2,97	0,03	3,00	+0,08
51	0,01	0,06	0,02	2,91	3,00	1,03	0,94	1,97	2,90	0,01	2,91	
52	0,03	0,15	0,09	2,88	3,15	1,02	0,87	1,89	2,97	0,02	2,99	
53	0,04	0,03	0,04	2,91	3,02	0,93	1,06	1,99	2,98	0,02	3,00	+0,10
54	0,04	0,05	0,08	2,96	3,13	0,78	1,14	1,92	2,98	0,02	3,00	+0,21
55	0,03	0,07	0,06	2,84	3,00	0,78	1,21	1,99	2,98	0,02	3,00	+0,31
56	—	0,07	0,06	2,80	2,93	0,86	1,18	2,04	2,97	0,03	3,00	+0,13
57	—	0,07	0,04	2,83	2,94	0,35	1,69	2,04	2,98	0,02	3,00	+0,42
58	0,03	0,09	0,04	2,69	2,85	1,29	0,79	2,08	2,95	0,05	3,00	+0,37
59	0,03	0,12	0,03	2,59	2,77	0,85	1,29	2,14	2,94	—	2,94	
60	0,05	0,04	0,04	2,91	3,04	0,73	1,22	1,95	2,98	0,02	3,00	+0,24
61	0,01	0,07	0,06	2,88	3,02	0,47	1,51	1,98	2,99	0,01	3,00	+0,07
62	—	0,05	0,03	2,94	3,02	1,13	0,85	1,98	2,96	0,04	3,00	+0,02
63	0,05	0,04	0,01	2,83	2,98	0,95	1,06	2,01	2,96	0,01	2,97	
64	—	0,05	0,02	2,89	2,96	1,05	1,00	2,05	2,94	0,03	2,97	
65	0,05	0,11	0,06	2,83	3,05	0,31	1,63	1,94	2,99	0,01	3,00	+0,02
66	—	0,07	0,04	2,85	2,96	0,66	1,43	2,09	2,91	0,01	2,92	
67	0,05	0,04	0,04	2,89	3,02	0,21	1,80	2,01	2,98	—	2,98	
68	0,02	0,07	—	2,99	3,08	1,40	0,54	1,94	2,97	0,03	3,00	+0,20

Продолжение табл. 2

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
69	0,06	0,07	0,01	2,34	2,48	1,77	0,54	2.31	2,59	0,01	2,60	
70	0,24	0,05	0,01	2,92	3,22	0,02	1,81	1,83	2,99	0,01	3,00	+0,22
71	0,04	0,05	0,01	2,68	2,78	1,43	0,71	2,14	2,97	0,03	3,00	+0,17
72	0,02	0,04	0,02	2,76	2,84	1,39	0,73	2,12	2,97	0,03	3,00	+0,18
73	0,05	0,13	0,07	2,64	2,90	0,84	1,24	2,08	2,98	0,02	3,00	+0,02
74	0,05	0,09	0,02	2,79	2,95	0,55	1,48	2,03	2,94	0,06	3,00	+0,08
75	0,06	0,02	0,01	2,89	2,98	0,55	1,48	2,03	2,96	0,04	3,00	+0,12
76	0,09	0,16	0,06	2,65	2,86	0,45	1,58	2,03	2,99	0,01	3,00	+0,40
77	0,07	0,05	0,01	2,68	2,81	0,11	2,01	2,12	2,98	0,02	3,00	+0,35
78	0,07	0,04	0,02	2,98	3,11	—	1,99	1,99	2,98	0,02	3,00	+0,19
79	0,04	0,03	0,04	2,98	3,09	1,61	0,62	2,23	2,90	0,03	2,93	
80	0,02	0,20	0,03	2,99	3,24	0,06	1,75+Sn	1,85	2,99	0,01	3,00	+0,03
81	0,04	—	0,02	2,96	3,02	0,18	1,79	1,97	2,95	Sn=0,04	2,99	

морфная смесимость между андрадитовой и гроссуляровой составляющими.

Результаты химического анализа были пересчитаны на кристаллохимические формулы граната (табл. 2) по обычному кислородному методу с учетом методических замечаний Н. В. Соболева [13]. Согласно этим данным считаем, что избыток кремнезема связан со случайно по-

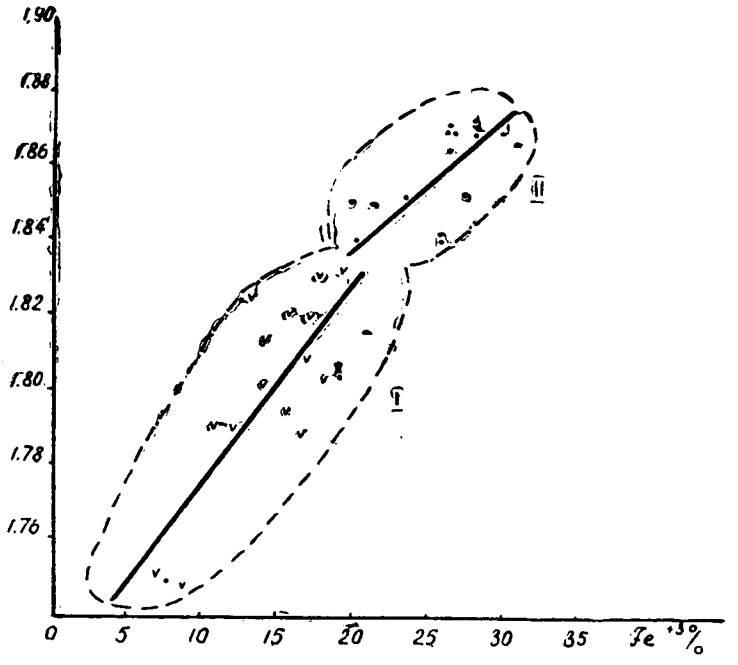


Фиг. 1. Состав гранатов из скарнов

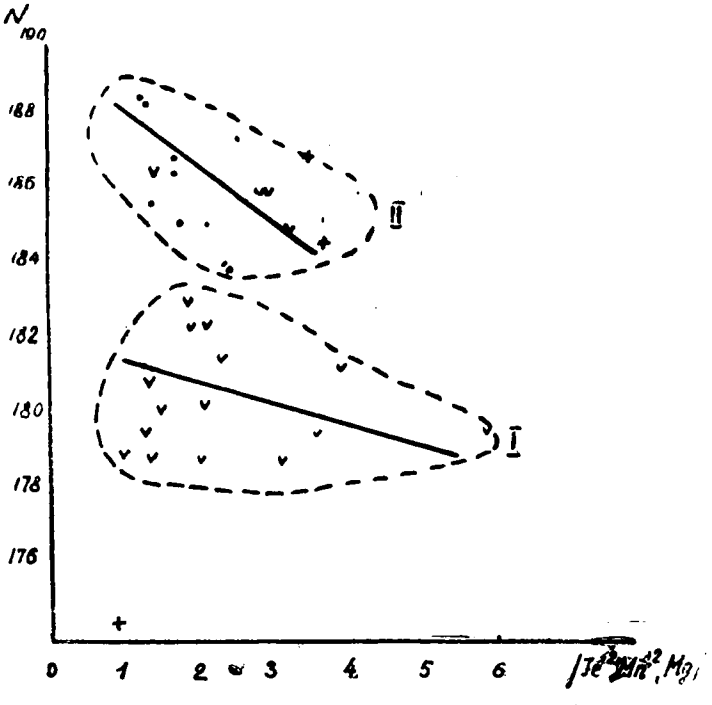
павшими примесями. Избыток $+SiO_2$, получившийся за счет свободного кварца, выносим за скобки. В ряде химических анализов гранатов приводятся определения элементов примесей, не превышающие обычно 1—2% от общей суммы анализа. Сюда кроме щелочей относится также и вода, которая иногда дается в виде потери при прокаливании. В большинстве случаев это связано с трудностью отбора идеально чистого материала для анализа. В анализах, богатых титаном, считаем, что он изоморфно замещает кремний.

По данным химических анализов были сделаны пересчеты на молекулярный состав гранатов (табл. 3), по которым можно судить о соотношении гроссуляровой и андрадитовой составляющих.

Для большинства гранатов приведены показатели преломления (табл. 3). Были построены две диаграммы (фиг. 2, 3), на одной из них (фиг. 2) показана прямая зависимость изменения показателя преломления от содержания трехвалентного железа, на другой (фиг. 3) — зависимость изменения показателя преломления от содержания двухвалентного железа, марганца, магния. При нанесении данных на диаграммы гранаты делились на две генерации — скарновые — I и постскарновые — II. При этом к скарновым относились гранаты, образовавшиеся в собственно скарновую стадию, а к постскарновым — гранаты наиболее поздних стадий, возникшие часто за счет переотложения гранатов первой генерации и выделяющиеся по многим признакам. В частности, по парагенезису с сопутствующими минералами, по морфо-



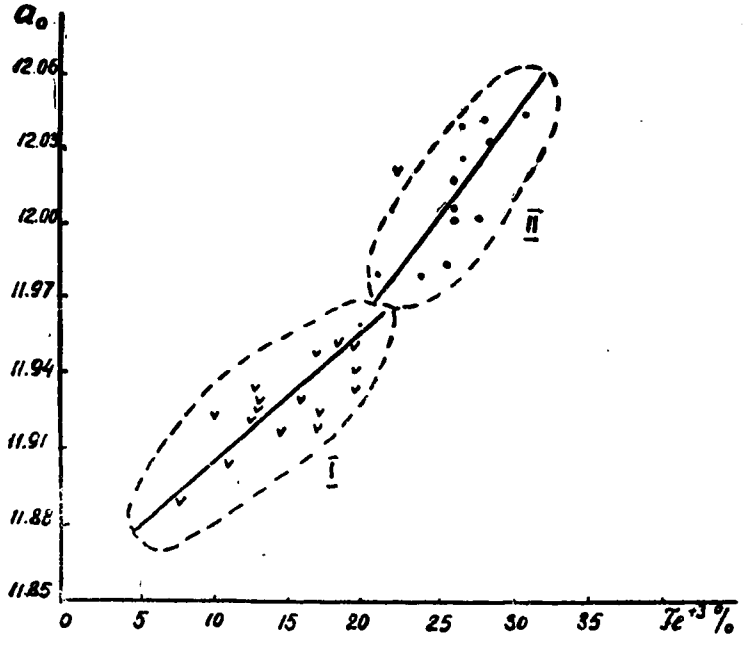
Фиг. 2. Диаграмма зависимости изменения N от содержания Fe^{3+}



Фиг. 3. Диаграмма зависимости изменения N от содержания Fe^{2+}, Mn^{2+}, Mg

логическим и другим признакам, то есть, определение постскарновых гранатов не представляет большой сложности. Проведенное деление гранатов и нанесение данных на диаграммы привело к обособлению полей, характеризующих их (фиг. 2, 3). Из диаграммы (фиг. 2) видно, что прямая зависимость в поле постскарновых гранатов положе аналогичной в поле скарновых гранатов. Кроме того, из диаграммы (фиг. 3) устанавливается, что прямая обратной зависимости в поле постскарновых гранатов круче прямой в поле скарновых гранатов. Такие отклонения можно объяснить тем, что с приближением к чистому андрадиту даже небольшие количества других молекул резко влияют на показатели преломления.

Подобные диаграммы (фиг. 4, 5) были построены с учетом рентгеноструктурных данных. На обеих диаграммах прямые зависимости в поле скарновых гранатов положе подобных в поле постскарновых.



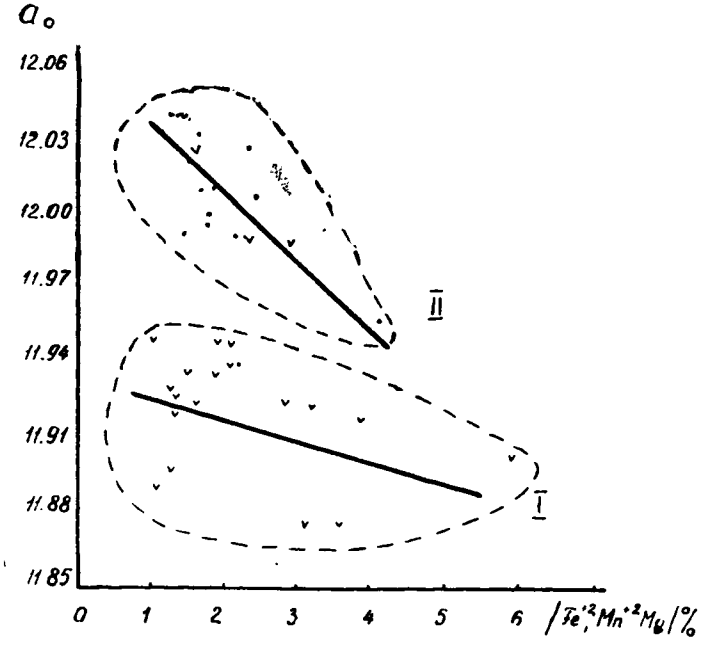
Фиг. 4. Диаграмма зависимости изменения a_0 от содержания Fe^{3+}

Такие заключения, сделанные на основе анализа диаграмм (фиг. 2, 3, 4, 5), не являются окончательными и могут быть откорректированы при анализе большего количества фактического материала.

Определение параметра элементарной ячейки гранатов было выполнено на аппаратуре УРС-5ОИ. Величина a_0 определялась ускоренным рентгенометрическим методом плоского образца. Полученная таким методом диаграмма представляет лишь часть полной рентгенограммы исследуемого образца. Для получения точных значений $\frac{d}{n}$, а следовательно, и параметра ячейки, отражение первичного пучка рентгеновских лучей бралось под большими углами. Поправки определялись по стандартному веществу (кварц и поваренная соль).

Используя величины параметров элементарной ячейки, построим гистограмму распределения гранатов в изоморфном ряду гроссу-

ляр-андрадита (фиг. 6), которая еще раз доказывает непрерывность изоморфного замещения в данном ряду, а также подтверждает деление гранатов на андрадит, аплом и гроссуляр.

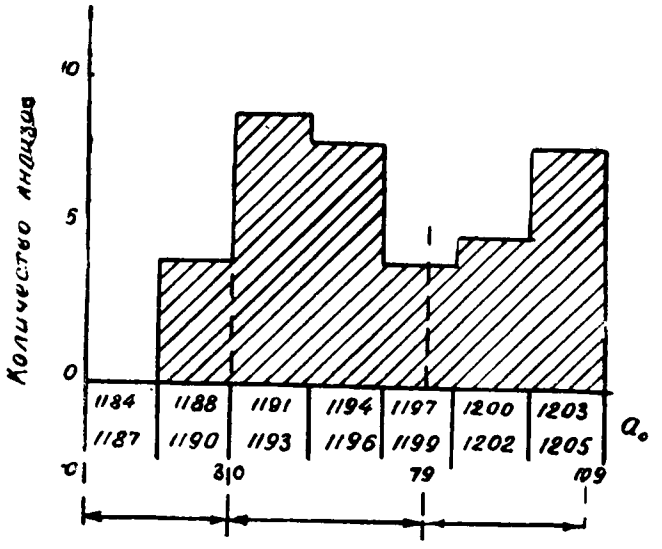


Фиг. 5. Диаграмма зависимости изменения a_0 от содержания Fe^{2+}, Mn^{2+}, Mg

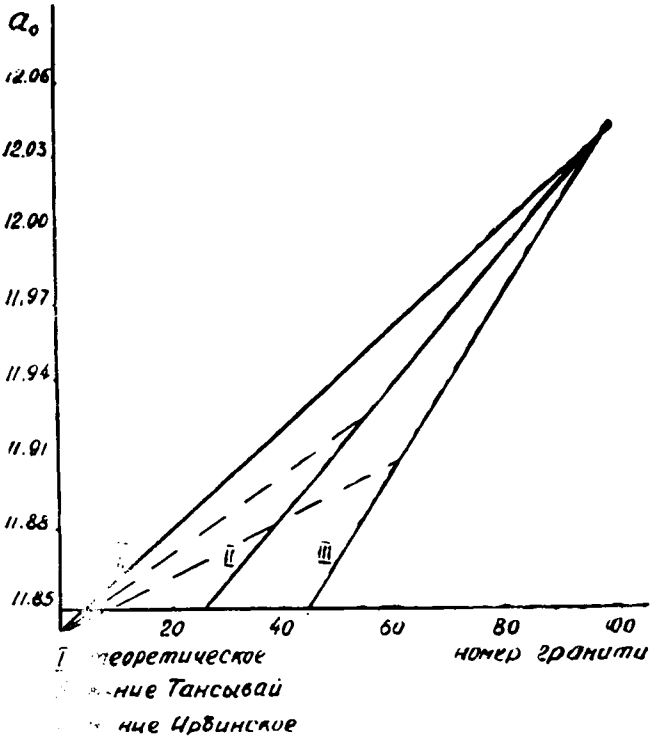
По мнению большинства исследователей, связь между компонентным составом и физическими свойствами носит аддитивный характер. Это подтверждается и вышеразобранными диаграммами (фиг. 2, 3, 4, 5) и эта связь для гранатов, образовавшихся в различное время контактово-метасоматического процесса, будет различна. Кроме того, характер связи будет различен для каждого конкретного месторождения.

Для подтверждения этого была построена диаграмма закономерности изменения параметра элементарной ячейки от номера граната для месторождений Ирбинского и Тансывай (фиг. 7). По отношению к теоретически рассчитанной прямой для гроссуляр-андрадитового ряда наблюдается занижение параметра элементарной ячейки, вследствие постоянного наличия в гранате в том или ином количестве пиральспитовой молекулы [9]. При этом величина отклонения a_0 для каждого месторождения в отдельности будет различна. Из-за недостаточного количества анализов трудно судить о величине отклонения a_0 в области преобладания гроссуляра.

Существование чистых крайних членов изоморфного ряда андрадит-гроссуляра подтверждено многими исследователями. По-видимому, существуют крайние точки, в которых исключается (или почти исключается) наличие пиральспитовой составляющей, а отсюда можно предположить, что должна существовать область в изоморфном ряду гроссуляр-андрадита с наиболее благоприятными условиями вхождения пиральспитовой молекулы в структуру граната. Это будет зависеть от очень многих факторов, одним из которых, по нашему мнению, является соот-



Фиг. 6. Гистограмма состава гранатов из скарнов



Фиг. 7. Диаграмма зависимости изменения a_0 от номера гранатов для различных месторождений

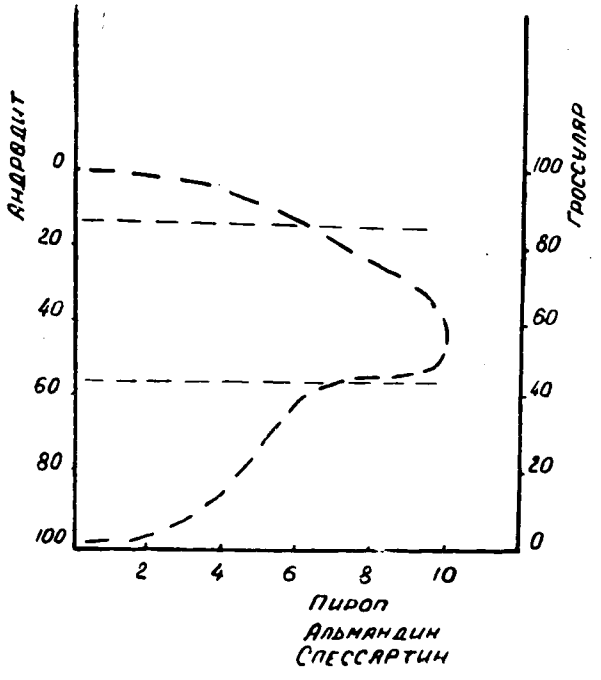
Таблица 3

№ п/п	Компонентный состав						N	a_0
	пироп	альманди н	спессартин	гроссуляр	андрадит	уварит		
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	1,7	5,7	1,8	34,3	55,0	—	1,85	11,924
2	5,5	2,9	1,5	50,1	38,2	—	—	—
3	2,6	8,1	1,6	20,0	66,3	—	1,86	11,960
4	0,6	3,6	2,3	54,2	38,0	—	1,86	11,925
5	0,7	4,3	2,4	35,2	56,0	—	1,86	11,977
6	—	—	1,5	39,0	59,0	—	1,83	—
7	—	—	1,3	25,2	73,5	—	1,85	—
8	—	—	1,5	46,7	51,8	—	1,82	—
9	0,9	—	1,4	27,9	69,8	—	1,84	—
10	2,4	—	1,6	24,5	71,5	—	1,85	—
11	—	7,5	1,7	37,0	52,6	—	—	—
12	—	4,2	1,4	37,4	55,6	—	—	—
13	—	4,5	2,0	43,1	48,9	—	—	—
14	—	2,7	0,7	8,3	85,7	—	1,87	—
15	—	2,0	1,7	7,8	88,0	—	—	—
16	2,0	3,2	—	2,1	70,1	—	—	12,023
17	3,1	0,5	—	—	96,1	—	—	—
18	3,0	6,0	1,0	—	90,0	—	—	—
19	4,1	2,4	0,5	33,1	57,1	—	—	—
20	0,9	2,0	3,9	2,0	90,9	—	—	—
21	—	—	3,5	2,3	94,2	—	1,966	12,044
22	2,4	1,0	0,3	15,2	81,1	—	—	—
23	1,9	0,6	2,1	48,7	47,0	—	—	—
24	0,2	—	—	4,2	92,7	—	1,877	12,037
25	2,5	1,2	0,9	45,4	44,6	—	—	—
26	1,8	6,8	2,8	11,4	77,2	—	—	—
27	2,0	5,3	3,7	57,5	32,5	—	1,795	11,875
28	1,9	3,8	2,0	53,1	39,1	—	1,788	11,875
29	4,3	1,9	2,1	41,2	50,5	—	—	—
30	1,6	2,7	1,3	34,0	60,4	—	—	11,940
31	1,1	1,3	1,1	2,1	94,4	—	1,885	12,041
32	0,6	—	—	—	96,6	—	1,886	12,041
33	1,9	2,4	0,9	33,7	60,1	—	—	—
34	2,8	1,8	1,0	30,7	63,2	—	—	—
35	2,7	4,0	0,8	33,1	59,2	—	1,97	—
36	3,2	5,6	0,6	—	90,6	—	1,87	—
37	0,7	5,6	2,2	9,9	86,7	—	—	—
38	1,5	3,4	1,9	18,6	73,5	—	—	—

Продолжение табл. 3

1	2	3	4	5	6	7	8	9
39	2,0	4,1	1,9	15,1	73,0	—	—	—
40	2,3	0,7	1,7	36,0	57,8	—	—	—
41	0,45	3,74	1,66	11,9	81,9	1,00	1,840	12,008
42	0,29	4,16	1,53	8,6	82,5	0,05	1,875	12,040
43	—	—	3,6	3,9	88,6	—	1,852	12,003
44	4,2	10,3	1,3	54,7	29,5	—	1,790	11,903
45	—	2,0	2,2	47,6	48,1	0,05	1,823	11,935
46	0,9	2,5	0,5	5,2	83,7	0,05	1,869	12,027
47	0,5	2,5	1,0	5,8	90,0	0,05	1,873	12,034
48	—	—	4,1	0,1	87,8	—	—	12,041
49	0,6	0,8	1,1	57,3	37,8	—	1,789	11,928
50	0,42	1,96	0,7	47,8	47,8	0,42	1,795	11,929
51	1,1	0,8	1,0	78,2	17,7	—	1,749	11,888
52	1,1	5,0	2,9	43,7	44,7	—	1,814	11,916
53	1,5	0,9	1,5	42,0	52,7	—	1,809	11,917
54	1,1	1,6	2,5	41,8	54,0	—	1,803	11,950
55	1,1	2,5	1,1	33,1	59,4	0,25	1,824	11,940
56	0,2	2,3	1,9	40,1	52,1	0,24	1,831	11,950
57	0,2	2,1	1,4	13,8	82,3	0,25	—	11,983
58	0,9	3,0	0,4	59,0	30,1	0,45	1,789	11,917
59	1,1	4,2	0,9	36,8	51,1	0,25	1,816	11,980
60	1,5	1,2	1,2	32,1	60,8	0,05	1,803	11,935
61	0,3	2,5	2,1	18,6	74,9	0,4	1,852	11,979
62	—	1,8	1,0	54,7	42,5	—	1,800	—
63	1,7	1,6	0,2	42,9	53,6	—	1,820	—
64	—	1,6	0,8	50,1	46,5	0,05	1,789	11,946
65	1,6	3,7	2,2	11,8	81,7	0,16	1,871	12,018
66	—	6,8	1,3	24,9	67,0	—	—	—
67	1,6	2,0	1,3	5,6	89,0	—	1,873	—
68	0,5	2,3	0,2	66,4	26,9	0,05	1,746	11,898
69	2,6	3,0	0,3	72,0	22,1	—	—	11,920
70	2,3	0,6	—	0,9	89,3	—	1,865	12,003
71	1,2	1,6	0,4	63,5	33,3	—	—	—
72	0,6	1,1	0,9	62,8	34,5	—	—	—
73	1,7	3,9	2,4	32,0	59,0	—	—	—
74	1,4	2,9	0,6	22,0	73,1	—	—	—
75	1,8	0,8	0,3	24,2	72,6	—	—	—
76	1,9	5,3	2,1	11,8	78,6	—	—	—
77	2,1	1,7	—	1,1	94,9	—	—	—
78	—	—	—	—	99,0	—	—	—
79	1,4	0,9	1,3	72,9	21,6	—	1,767	11,952
80	—	—	—	3,0	90,7	—	1,875	12,072
81	—	—	—	—	—	—	1,879	12,079

ношение Al и Fe. К сожалению, ответ на этот вопрос не был найден в ранее опубликованных работах. Попытка построения диаграммы зависимости изменения пиральспитовой составляющей от содержания андрадита и гроссуляра (фиг. 8) полностью не дала ответа на поставленный вопрос. Используя данные о структурных особенностях кальциевых гранатов, заметили, что андрадит более устойчив, чем гроссуляр,



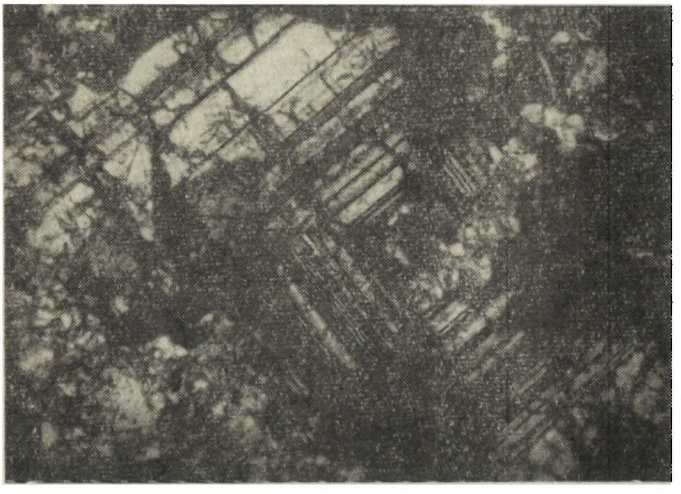
Фиг. 8. Диаграмма зависимости содержания пиральспитовой молекулы от количества андрадита

в связи с тем, что большие размеры катиона трехвалентного железа компенсируют растягивающее действие катиона кальция, находящегося в томсоновском кубе [3].

Анализ диаграммы (фиг. 8), структуры кальциевых гранатов и данных Н. В. Соболева [13] о составе гранатов из скарнов позволили определить область, наиболее благоприятную для вхождения пиропа, альмандина и спессартина в структуру исследуемых гранатов. Приближенно эта область распространяется от 24 до 55% содержания андрадита (фиг. 8).

Как известно, на основании многочисленных экспериментальных данных и изучения природных объектов внутренняя структура вещества зависит от целого ряда факторов — температуры, давления пересыщения раствора, наличия в минералообразующей среде примесей и т. д. Изменение тех или иных параметров приводит к зональности гранатов, о генезисе которой существует много мнений. Подобные гранаты были встречены на многих месторождениях. Количество зон в кристаллах граната одного и того же месторождения самое различное. Например, на Дарьинском месторождении достигает более полусотни (фиг. 9). Определение показателей преломления из различных зон кристалла граната для Алексеевского месторождения (анализ № 54) показало, что для центральной части — n = 1,807, для средних зон — n = 1,815—

1,824 и для периферических — n = 1,832. Такие колебания показателей преломления из различных зон кристаллов и зерен граната связаны с увеличением андрадитовой составляющей к их периферическим частям. Подобное отмечается и другими исследователями [12]. Можно



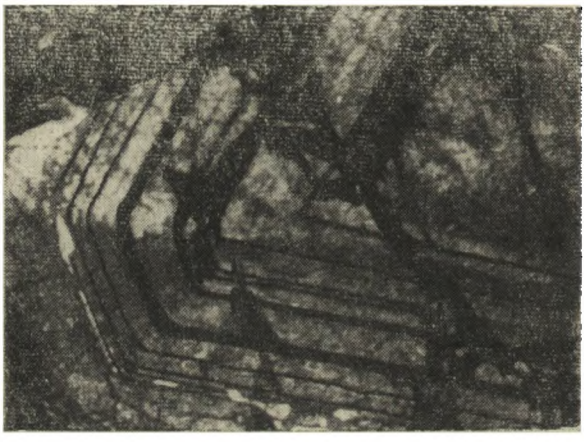
Фиг. 9. Дарьинское месторождение. Зональный гранат, ув. 60, ник. X

предположить, что это было возможно лишь при изменении состава маточного раствора в процессе роста кристалла [15]. Аналогичную картину можно проследить еще на одном интересном факте. Известно, что в скарнах кристаллы граната обычно имеют форму {110} при полном отсутствии или весьма незначительном развитии граней {210}, которые присутствуют лишь в виде узких полосок, притупляющих ребра между гранями {110}. Рядом исследователей [12] было установлено, что эти две формы способны замещать друг друга в процессе роста кристалла. Подобное явление обнаружено в кристаллах граната Дарьинского месторождения (фиг. 10), в которых центральные зоны имеют ромбододекаэдрический облик, а далее к краевым сменяются гранями {210}. Последние к концу процесса кристаллообразования являются наиболее хорошо развитыми.

Интересной в этом отношении является статья А. А. Ярошевского [17], в которой отмечено, что основной, хотя и не единственной, причиной изменения формы кристаллов граната является относительная концентрация в минералообразующем растворе катионов R^{2+} и R^{3+}. Автор предполагает, что при избытке определенного вида катионов, преимущественно растут те грани, которым соответствуют плоские сетки с максимальной плотностью этих катионов, что в конечном счете приводит к полному исчезновению (зарастанию) данных граней. При избытке в растворе иных катионов исчезают быстро растущие грани. Преимущественный рост на кристаллах граней {110} связывается с повышенной концентрацией в минералообразующей среде R^{3+}, поскольку плоские сетки, параллельные {110}, обладают в отношении этих катионов большей плотностью. Кристаллы в этом случае покрываются медленно растущими (в таких условиях) гранями {210}. В обстановке повышенной концентрации R^{2+}, наоборот, главной габитусной формой

кристалла является ромбододекаэдр. Значит, изменение формы кристалла связано с колебаниями концентраций R^{2+} и R^{3+}, т. е., как отмечалось ранее, с изменением состава маточного раствора.

Это подтверждается и нашими выводами. К концу процесса кристаллообразования происходит увеличение количества андрадита в краевых зонах зерен и кристаллов. Кроме того, выше нами отмечалось, что увеличение содержания Fe^{3+} в области андрадита (фиг. 8) ведет к уменьшению содержания двухвалентных катионов (без учета Ca), т. е. возникают условия для роста граней тетрагонтриоктаэдра.



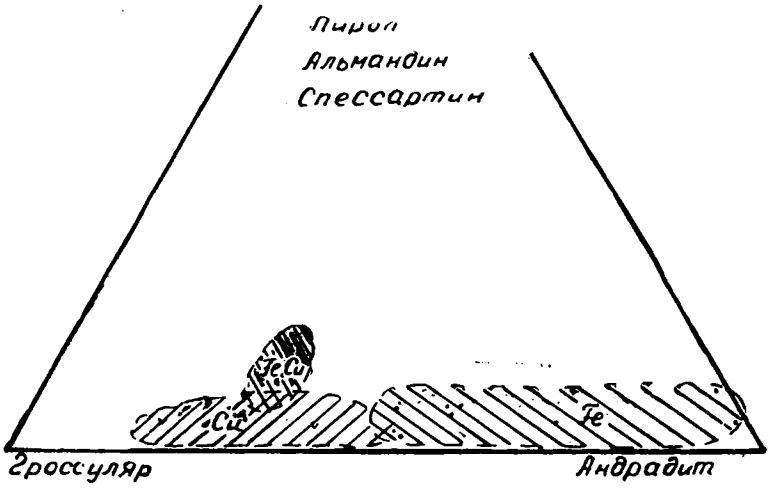
Фиг. 10. Грани ромбододекаэдра {110} сменяются гранями тетрагонтриоктаэдра {210}, ув. 60, ник. X

Целый ряд исследователей [7], изучая типоморфизм минералов контактово-метасоматических месторождений, установили, что железистость кальциевых гранатов зависит от кислотности-щелочности скарнирующих растворов. Отсюда для месторождений, образующихся под действием более «кислых» растворов (молибденовые, шеелитовые и др.), характерен глиноземистый гранат, а для железорудных месторождений — гранат с преобладанием андрадитовой частицы.

Анализ исследуемого материала подтвердил такую зависимость. При этом было обнаружено, что гранат, обогащенный наибольшим количеством андрадитовой составляющей, является чаще всего постскарновым и обнаружен во всех группах контактово-метасоматических месторождений различных металлов Алтае-Саянской области. Обогащение Fe постскарнового граната происходило в результате проявления более поздних процессов минералообразования (переотложение, перекристаллизация, секториальный и зональный рост и т. д.). В связи с чем этот более поздний гранат нельзя использовать как показатель характера оруденения. Для этого пригоден гранат только собственно скарновой стадии — гранат 1.

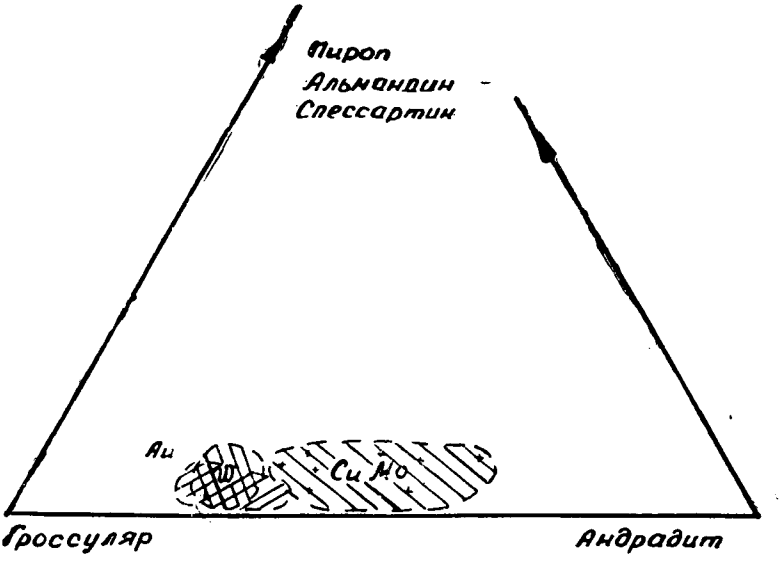
На основании характеристик химических и физических свойств скарновых гранатов построены диаграммы [фиг. 11, 12], на которых нанесены поля распространения исследуемого минерала. Для железорудных месторождений характерно наибольшее изменение состава гранатов от № 48 до 98, и они располагаются в области аплома и андрадита. Но уже для железо-медных месторождений происходит увеличение глинозема в составе гранатов (№ 42 — месторождение Самсон).

Еще большее увеличение гроссуляровой составляющей в составе гранатов происходит в медных месторождениях. Колебания состава обнаружены только в области аплома и захватывают часть ряда от № 30 до 59. Для медно-молибденовых месторождений отмечен участок распрост-



Фиг. 11. Диаграмма распределения полей гранатов скарновой стадии из месторождений различных металлов

ранения скарновых гранатов от № 48 до 71. Преобладание гроссуляра характерно для вольфрамовых (шеелитовых) месторождений — № 38.



Фиг. 12. Диаграмма распределения полей гранатов скарновой стадии из месторождений различных металлов

Соболев [13] определяет среднее содержание андрадитового компонента для гранатов данных месторождений равным 40% (с учетом всех

анализов, в том числе и андрадитовых). Значит, для вольфрамовых месторождений характерны гранаты под номерами от 35 до 40. Аналогичную картину мы видим и на золоторудных месторождениях — номера гранатов колеблются от 32 до 46.

Особый интерес для исследований представляет оловосодержащий кальциевый гранат. К сожалению, в Алтае-Саянской области он не был найден, поэтому анализу были подвергнуты образцы лишь из скарновых образований Киргизии. По времени образования он является более поздним и выделен как гранат II. Есть две точки зрения вхождения Sn в структуру граната. Согласно первой точке зрения олово входит в кристаллическую решетку граната II, по-видимому, по схеме: $Sn^{4+}+Fe^{2+}\rightarrow 2Fe^{3+}$ [18]. Это, в частности, подтверждается химическим анализом № 80 (табл. 1), именно благодаря такому замещению происходит увеличение двухвалентного железа в структуре граната до 2,7%, что является не совсем обычным для андрадита, для которого характерно среднее содержание Fe^{2+} около 1,0%. В свою очередь, некоторые исследователи (19, анализ № 81) считают возможным замещение оловом кремния — $Sn^{4+}\rightarrow Si^{4+}$. Оловосодержащий гранат является самым поздним из всех гранатов на месторождении и отвечает по составу чистому андрадиту. Можно предположить, что олово привнесено в решетку этого минерала в более поздние стадии минерализации из вмещающих пород. Ранний (скарновый) гранат I из Киргизии имеет № 38, то есть отвечает по составу аплому.

Таким образом, из рассмотренного материала следует, что гранаты контактово-метасоматических месторождений различных металлов будут характеризоваться конкретным набором составляющих этот минерал молекул и будут соответствовать определенным интервалам номеров в изоморфном ряду гроссуляр-андрадита. Но четкой градации состава гранатов для месторождений различных металлов провести нельзя. Это возможно лишь в том случае, когда имеются крайние значения номеров (составов) гранатов. Также по составу гранатов можно судить примерно о кислотности-щелочности растворов, за счет которых возникали породы, содержащие данный минерал.

Определяя состав граната и используя приведенные диаграммы, можно, по-видимому, предполагать характер оруденения. Особенно это важно для поисков слепых рудных тел.

ЛИТЕРАТУРА

1. Булах А. Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. «Недра», 1967.

2. Вахрушев В. А. Вопросы минералогии, геохимии и генезиса железных руд Кондомского района Горной Шории. Изд-во СО АН СССР, 1959.

3. Васильев Е. К. Применение корреляционного анализа при изучении изоморфизма в оливинах и гранатах. «Наука», 1969.

4. Гневушев М. А., Калинин А. И., Михеев В. И., Смирнов Г. И. Изменение размеров ячейки гранатов в зависимости от состава. Записки Всес. Мин. общ-ва, серия 2,ч. 85, вып. 4, 1956.

5. Грудев А. П. Состав и номенклатура гранатов андрадит-гроссулярового изоморфного ряда. Минералы СССР. Труды Мин. музея АН СССР, вып. 15, 1964.

6. Гиллер Я. Л. Таблицы межплоскостных расстояний. «Недра», 1966.

7. Жариков В. А., Власова Д. К., Перцов Н. И. К типоморфии породообразующих минералов. Тезисы докладов к совещанию по типоморфизму минералов, МОВМО, 1970.

8. Индукаев Ю. В. Минералогия и генезис Хайлеольского железорудного месторождения, 1963.

9. Карпенко М. В., Скобелев Ю. Д., Эренбург Б. Г. Рентгеноструктурные исследования состава скарновых гранатов железорудных месторождений. Геология и геофизика, № 12, Изд-во СО АН СССР, 1961.

10. Михеев В. И., Сальдау Э. П. Рентгенометрический определитель минералов. «Недра», 1961.
11. Овчинников Д. Н. Контактово-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. АН СССР, Свердловск, 1970.
12. Саханенок В. В., Римская-Корсакова О. Н. Об изменении формы кристаллов граната в процессе роста. Минералогия и геология. Изд-во ЛГУ, вып. 1, 1964.
13. Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. «Наука», 1964.
14. Солодовникова Л. Л. К минералогии Дарьинского рудника Хакасской области. Изд-во ЛГУ, 1945.
15. Старков К. П. Оптически аномальные гранаты Сароби на Южном Урале. ЗВМО, ч. 79, № 4.
16. Тюлюпо Б. М. Минералогия и вопросы генезиса магнетитовых месторождений осевой зоны Кузнецкого Алатау. Томск, 1969.
17. Ярошевский А. А. К вопросу о связи формы кристаллов гранатов с условиями образования. Труды Мин. Музея АН СССР, вып. 10, 1959.
18. Mulligan R., Jambor I. L. Thin-bearingsilikates from Skarnin the Cassiar. Bull. 225, 1969.
19. Dadak V., Navak F. Thin containing androdite from Plawno mine in the Krüsne. Hory Mts, Czechoslowakia «Mineral Mag», 1965, 35, N 270.

ТРУДЫ ТОМСКОГО ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА им. В. В. КУЙБЫШЕВА

Том 239 1976

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА НЕФЕЛИНСОДЕРЖАЩИХ МЕТАСОМАТИТОВ ТУЛУЮЛЬСКОГО УЧАСТКА

И. И. ЗАБОЛОТНИКОВА

Тулуюльский участок расположен в правобережье реки Большой Тулуюл в пределах северной части Кузнецкого Алатау. Первые краткие сведения о нефелиновых породах участка опубликованы в 1964 году (Заболотникова, Мельников).

В геологическом строении рассматриваемой территории принимают участие нижнекембрийские эффузивные порфириты и карбонатные отложения, прорванные интрузиями Кийского габбро-сиенитового комплекса нижне-среднедевонского возраста (Кортусов, 1962). Габбровое тело (первая фаза комплекса) имеет резко вытянутую в северо-восточном направлении форму и контактирует с крупными останцами порфиритов, ориентированными в том же направлении. Разрезами по скважинам установлено падение контактов под тело габбро с углами 30—50°. Порфириты и габбро неравномерно рассланцованы и разгнейсованы, причем степень разгнейсовки габбро убывает с севера на юг. Простирание ее повторяет направление вытянутости габбрового тела и порфиритовых останцов, углы же падения составляют 70—90°. В южной и северной частях территории габбро и порфириты прорваны интрузией щелочных сиенитов (вторая фаза Кийского комплекса). В северном поле развития последних фиксируются редкие выходы нефелиновых сиенитов, образующих, видимо, дайки и представляющих третью фазу комплекса.

Нефелинсодержащие метасоматиты локализуются в теле габбро, будучи сформированы в процессе нефелинизации последних, и образуют тела резко вытянутой линзо- и дайкообразной формы. Взаимоотношения метасоматитов с вмещающими габбро определяются постепенными переходами с образованием непрерывного ряда пород габбро→плагиоклазовый уртит. Детальное изучение изменения петрографических особенностей пород на глубину показало, что процесс нефелинизации контролируется не первичными элементами структуры габбрового тела (пологое падение контактовых плоскостей), а наложенными: смена нефелинсодержащих пород различной степени изменения происходит под крутыми углами падения, соответствующими элементам залегания разгнейсовки. При этом наиболее измененные породы локализуются вдоль южного контакта габбро с порфиритами; с продвижением к северу степень метасоматоза убывает и отчетливее проступают петрографические особенности исходных габбро. Наблюдается следующая смена групп пород: 1) вмещающие слабоизмененные разгнейсованные мезокра-

товые габбро; 2) разгнейсованные тералит-фениты фронтальной части зоны нефелинизации; 3) гнейсовидные андезиновые ийолит-фениты промежуточной части зоны нефелинизации; 4) плагиоклазовые уртит-фениты тыловой части зоны нефелинизации, подразделенные по составу реликтового плагиоклаза на андезинсодержащие и олигоклазсодержащие разности. В поле развития пород первой и второй групп отмечаются также меланократовые и меланолитовые породы зоны базификации — зоны сопряженного осаждения оснований, вынесенных из тыловой части зоны нефелинизации и сконцентрированных на фронте нефелинизации в результате изменения режима щелочности растворов (Жариков, Омельяненко, 1965). Меланолитовые разности наблюдаются также в виде жилообразных форм мощностью 3—5 см в андезиновых ийолит- и уртит-фенитах, где, видимо, фиксируют пути прохождения растворов, выносящих фемические компоненты.

Развитие процесса нефелинизации сопровождается соответствующими изменениями структурно-текстурных особенностей и минерального состава. Текстуры меняются от массивных в габбро через шлиро-такситовые в тералит-фенитах (новообразованные шлиры, сложенные нефелином и кислым плагиоклазом), шлировые в андезиновых ийолит-фенитах (реликтовые шлиры габбро и тералит-фенитов, новообразованные шлиры уртит-фенитов) к неясношлировой и массивной в плагиоклазовых уртит-фенитах. Изменения структурных особенностей выражаются постепенным усилением метасоматических элементов с параллельным уменьшением роли реликтовых структур. Последние представлены как магматическими (гипидиоморфными типа офитовой, пойкилоофитовой с элементами венцовой), так и протокластическими (типа грано- и катабластовой) структурами. Метасоматические структуры в тералит-фенитах проявляют себя как коррозийные с неразвитыми формами нефелина в виде мелких гранобластовых скоплений и ксенобластов на стыках зерен плагиоклаза и темноцветных минералов. В плагиоклазовых ийолит- и уртит-фенитах формы проявления нефелина обусловили развитие коррозионных структур типа ксено-, гипидио-, идио, и гетеробластовых, а также порфиро- и диабластовой. Реликтовые структуры постепенно почти исчезают.

Табл. 1 и 2, отражающие количественный состав и оптические свойства главных породообразующих минералов в нефелинсодержащих метасоматитах участка, показывают резкую невыдержанность как количественных соотношений минералов, так и их оптических свойств. Неоднородность состава подчеркивается присутствием в одних и тех же разностях пород реликтовых, измененных и новообразованных представителей плагиоклаза, пироксена и роговых обманок.

Нефелинсодержащие метасоматиты изменены наложенными процессами альбитизации с образованием как промежуточных альбитизированных разностей, так и альбититов, в которых реликты нефелина полностью отсутствуют.

На основе 28 полных силикатных анализов пород участка рассчитаны усредненные составы по типам пород и различного рода коэффициенты, широко используемые при характеристике химизма щелочных пород (табл. 3). Анализ этого материала показал следующие особенности в изменении химизма. Формирование метасоматитов в процессе нефелинизации мезократового габбро сопровождается неравномерным увеличением содержаний кремния, алюминия, щелочей (особенно натрия) и понижением содержаний железа, магния и кальция. Особенно резко привнос — вынос фиксируется на стадиях формирования тералит-

Таблица 1

Количественно-минеральный состав нефелинсодержащих метасоматитов Тулуюльского участка

Минералы / Породы	Разгнейсованное габбро мезократовое (меланократовое)		Разгнейсованный тералит-фенит (тералит-ийолит-фенит)		Гнейсовидный ийолит-фенит (тералит-фенит)		Массивные породы уртит-фенитовой группы: уртит-фениты олигоклазовые (андезиновые)		ийолит-уртит-фениты олигоклазовые (андезиновые)		ийолит-фениты олигоклазовые (андезиновые)		тералит-фениты олигоклазовые (андезиновые)	
	колебания	сред. из 4 (5)	колебания	сред. из 14 (6)	колебания	сред. из 14 (10)	колебания	сред. из 17 (14)	колебания	сред. из 25 (15)	колебания	сред. из 34 (17)	колебания	сред. из 16 (13)
Нефелин	0—7	ез	0—37	21	42—55	47	70—82	75	52—70	62	42—50	48	24—39	30
	(0—5)	(ез)	(0—51)	(38)	(34—39)	(37)	(71—86)	(80)	(55—67)	(63)	(40—52)	(51)	(30—40)	(36)
Канкринит	0—4	ез	0—22	5										
	(0—3)	(ез)	(0—47)	(8)										
Плагиоклаз	35—80	61	22—77	41	20—35	30	8—25	14	17—34	23	31—40	36	42—67	52
	(0—30)	(12)	(28—42)	(34)	(29—47)	(38)	(9—18)	(12)	(19—35)	(27)	(30—51)	(37)	(45—52)	(50)
Оливин	ез	ез	ез	ез	0-ез	ез	0-ез	ез	0—ез	ез	0—2	ез	0—1	ез
Пироксен	11—26	15	0—35	5	0—16	6	0—8	4	2—11	5	0—11	5	0—11	6
	(2—43)	(27)	(0—6)	(1)	(1—4)	(3)	(0—6)	(3)	(0—3)	(2)	(0—10)	(3)	(3—7)	(5)
Роговая обманка	17—42	20	11—44	25	0—28	15	3—9	6	3—12	8	4—11	8	2—14	8
	(32—74)	(55)	(10—26)	(16)	(10—28)	(19)	(2—9)	(6)	(0—12)	(6)	(0—13)	(6)	(6—14)	(9)
Биотит	0—2	ез	0—4	ез	0—7	1	0—3	1	1—4	1	0—4	2	1—5	3
	(0—3)	(ез)	(0—4)	(1)	(1—2)	(1)	(ез)	(ез)	(0—5)	(2)	(0—12)	(2,5)	(0—2,5)	(0,5)
Апатит, сфен, рудный	2—7	4	1—7	3	0—3	1	ез—1	ез	ез—2	1	ез—3	1	ез—3	1
	(3—8)	(6)	(1—3)	(2)	(1—3)	(2)	(0—1)	(ез)	(0—ез)	ез	(0—3)	(0,5)	(ез)	(ез)

Таблица 2

Оптические свойства главных породообразующих минералов в нефелинсодержащих метасоматитах Тулуюльского участка

Минералы \ Породы	Мезократовое габбро	Разгнейсованные тералит-фениты	Гнейсовидные ийолит-фениты	Андезиновые уртит-фениты	Оликоглазовые уртит-фениты
1	2	3	4	5	6
Нефелин	—	No = 1,538, Ne = 1,532	No = 1,538, Ne = 1,533	No = 1,538. Ne = 1,533	No = 1,539. Ne = 1,534
Плагиоклаз	Реликтовый		Измененный		
	Андезин-лабрадор № 45—53 Ng=1,556—1,565, Np=1,548—1,556 +2V=72—80°		Андезин № 36—45 Ng=1,553—1,558 Np=1,545—1,550 +2V=80—82°	Андезин № 33—42 Ng=1,551—1,556 Np=1,542—1,547 2V=(—)86—(+)78°	Олигоклаз № 23—30 Ng=1,546—1,549 Np=1,537—1,541 2V=80—86°
	Новообразованный				
	Олигоклаз № 20—25 Ng=1,547—1,549 Np=1,539—1,541	Олигоклаз-андезин № 17—36 Ng=1,544—1,554 Np=1,536—1,545	Альбит-олигоклаз № 3—15 Ng=1,540—1,544 Np=1,531—1,536	Олигоклаз № 20—30 Ng=1,545—1,550 Np=1,537—1,540 —2V=80—88°	Олигоклаз № 15—20 Ng=1,542—1,544 Np=1,535—1,537 2V=(—)88°—(+)84°

Продолжение табл. 2

1	2	3	4	5	6
Пироксены	Реликтовый титансодержащий авгит Ng=1,716—1,719 Np=1,694—1,699 с Ng=48°, +2V=59—62°	Измененный Эгиринсодержащий авгит (10% эгирина) Ng=1,719—1,723 Np=1,690—1,696 с Ng=42—58°, +2V=56—70°	(15% эгирина) Ng=1,722—1,726 Np=1,696—1,702 с Ng=44—53°. +2V=56—68°	(10% эгирина) Ng=1,720—1,722 Np=1,694—1,697 с Ng=46—52°, +2V=60—68°	(10—20% эгирина) Ng=1,724—1,734 Np=1,696—1,706 с Ng=47—56°. +2V=64—72°
	Измененный Авгит (эгиринсодержащий авгит) Ng=1,708—1,716 Np=1,682—1,688 с Ng=42—50°, +2V=60—64°	—	—	Новообразованный Эгирин-авгит (20%) Ng=1,734 Np=1,708 с Ng=66°, +2V=82°	Эгирин-авгит (20—25%) Ng=1,740—1,744 Np=1,714—1,718 с Ng=59—65°, +2V=76—80°
Роговые обманки	Реликтовые Баркевикит Бурый, зеленовато-бурый Ng=1,694—1,702 Np=1,701—1,706		Измененные Железистый баркевикит Буровато-зеленый Ng=1,706—1,710, Np=1,686—1,690		Баркевикит-гастингсит Темно-зеленый Ng=1,708—1,718
	Новообразованные Натровые роговые обманки синевато-зеленые Ng=1,697—1,708, Np=1,680—1,694 с Ng=17—25°, —2V=34—48°		Ng=1,700—1,703, Np=1,678—1,882 с Ng=20—24°, —2V=48—52°		Ng=1,706—1,710 Np=1,690—1,692 с Ng=12—18°, —2V=18—20°

Таблица 3

Усредненный химический состав метасоматических пород Тулуюльского участка

Окислы, коэффициенты	Разгнейсованное мезократовое габбро Среднее из 2	Разгнейсованные тералит-фениты		Ийолит-фениты Среднее из 4	Андезиновые урнит-фениты Среднее из 6	Олигоклазсодержащие уртит-фениты Среднее из 6	Альбитизированные породы	
		меланократовый Среднее из 2	мезократовый Среднее из 2				массивная с реликтами нефелина. Среднее из 3	массивные без нефелина Среднее из 3
1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	44,56	42,68	44,51	45,93	45,27	49,46	55,03	55,83
TiO_2	1,67	1,88	1,28	0,72	0,58	0,24	0,22	0,44
Al_2O_3	17,61	16,50	20,03	23,70	25,84	26,17	23,59	21,47
Fe_2O_3	3,81	5,25	4,29	2,27	1,84	1,02	1,64	0,73
FeO	8,07	10,31	7,89	6,09	4,80	3,55	3,06	4,80
MnO	0,09	0,20	0,16	0,12	0,09	0,13	0,09	0,11
MgO	5,15	4,53	3,70	1,76	1,15	0,64	0,74	1,03
Силикатный CaO	9,87	8,43	6,38	4,87	4,86	3,82	4,01	4,18
Карбонатный CaO	0,35	0,70	1,20	1,00	0,05	—	0,80	0,60
Na_2O	4,09	4,44	4,43	7,30	9,68	9,89	7,75	6,83
K_2O	1,18	1,35	1,87	1,89	2,07	2,49	1,05	1,33
CO_2	0,25	0,57	0,94	0,81	0,18	0,05	0,61	0,51
P_2O_5	1,013	1,092	0,752	0,638	0,449	0,243	0,101	0,360
п.п.п.	1,31	2,24	2,04	2,98	2,72	2,14	1,26	1,74
Сумма	99,023	100,172	99,472	100,078	99,579	99,843	99,951	99,980
$\frac{Fe_2O_3+FeO}{Fe_2O_3+FeO+MgO}$	0,52	0,61	0,59	0,69	0,74	0,77	0,74	0,74

Продолжение табл. 3

1	2	3	4	5	6	7	8	9
$\frac{Fe_2O_3+FeO}{CaO+MgO}$	0,45	0,64	0,67	0,75	0,68	0,65	0,59	0,70
$\frac{CaO}{Na_2O+K_2O}$	2,23	1,76	1,24	0,63	0,49	0,37	0,52	0,59
$\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$	0,45	0,52	0,46	0,59	0,70	0,73	0,59	0,59
$\frac{Na_2O}{Na_2O+K_2O}$	0,84	0,84	0,78	0,86	0,87	0,86	0,92	0,89
$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	0,23	0,23	0,26	0,30	0,33	0,31	0,25	0,23

фенитов и андезиновых ийолит-фенитов. Для зоны базификации характерна высокая концентрация CaO, MgO и FeO (в слабой степени Fe_2O_3).

Показательно изменение коэффициентов (рис. 1). Железистость постепенно повышается от габбро к олигоклазовым уртит-фенитам. При

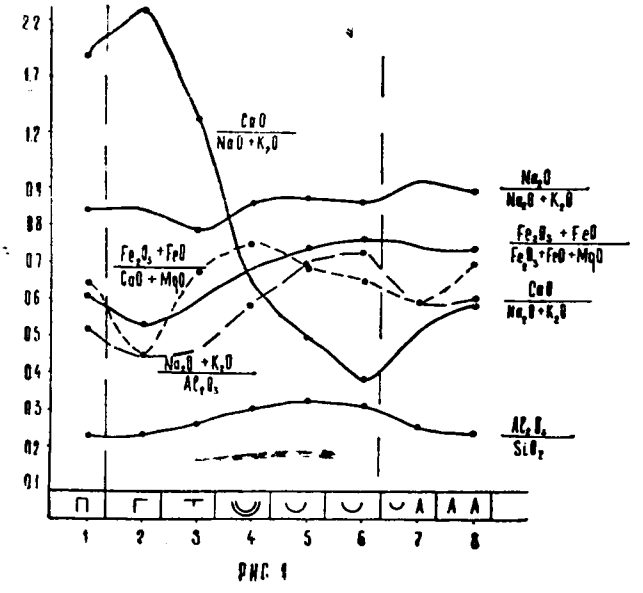


Рис. 1

общем уменьшении степени меланократовости пород эта тенденция может быть объяснена только концентрацией железа в темноцветной части пород и более активным выносом кальция и магния по сравнению с железом. Формирование пород в зоне базификации сопровождается неравномерным изменением железистости, что видно при сравнении мезо-, мелано- и лейкократовых тералит-фенитов. Основность $\left(\frac{CaO}{Na_2O+K_2O}\right)$ резко понижается от габбро к андезиновым ийолит-фенитам, затем слабее и олигоклазовым уртит-фенитам, высокого значения достигает в меланократовых породах. Изменение коэффициента $\frac{Na_2O}{Na_2O+K_2O}$ показывает, что нефелинсодержащие метасоматиты проявляют несколько более натровый характер, чем габбро, что свидетельствует о существенно натровой специализации метасоматизирующих растворов. Коэффициенты агпаитности и десиликации постепенно увеличивают свои значения, отражая процесс развития нефелина и повышения щелочности плагиоклаза.

Процесс альбитизации сопровождается повышением основности, некоторым понижением железистости и заметным понижением коэффициентов агпаитности, десиликации и отношения натрия к сумме щелочей, что связано, видимо, с уменьшением содержания натрия при замещении нефелина альбитом. В целом процесс альбитизации обусловлен действием существенно кремнистых растворов с привносом кремния и выносом натрия, алюминия и фемических компонентов. Процесс изменения химизма протекает неравномерно в отношении всех породообразующих окислов.

Для характеристики химизма пород Тулуюльского участка использованы результаты 2000 неполных силикатных анализов (поинтервальное опробование керна скважин с определением содержаний SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO, Na_2O и K_2O). Предварительным описанием керна и микроскопическим определением количественного и качественного составов пород анализированных интервалов проверено соответствие неполных силикатных анализов тем или иным петрографическим разностям (определена их петрографическая стерильность). В результате сопоставления отобрано 800 анализов, характеризующих химизм пород по основным этапам изменения исходных габбро в процессе нефелинизации и наложенной альбитизации. Обработка составленных матриц химизма ведущих групп пород проведена методом корреляционного анализа на ЭВМ М-20 в счетном центре ВНИИГидроуголь (г. Новокузнецк) программистами Р. Гамзиной и Т. Купцовой под руководством В. В. Полуэктова. Были определены r, ρ, R, $\bar{x}$, σ величин Si/O, Al/O, Fe/O, Ca/O, Na/O и K/O (расчет отношений каждого элемента к сумме кислорода проведен согласно теореме О. В. Сарманова и А. В. Вистелиуса, 1959). Геолого-петрографическая интерпретация полученных данных оказалась особенно контрастной для величины R, изменения которой по процессам формирования пород (зоны базификации, нефелинизации и альбитизации), а также по интенсивности проявления процесса нефелинизации отражены в табл. 4 и на рис. 2.

Таблица 4

Значения R в нефелинсодержащих породах Тулуюльского участка

Породы	Si/O	Al/O	Fe/O	Ca/O	Na/O	K/O
Разгнейсованные меланократовые габбро	0,912	0,972	0,989	0,537	0,949	0,749
Разгнейсованные мезократовые габбро	0,996	0,995	0,997	0,911	0,975	0,699
Разгнейсованные тералит-фениты	0,907	0,910	0,925	0,847	0,819	0,737
Гнейсовидные тералит-фениты	0,818	0,393	0,797	0,677	0,765	0,715
Андезиновые ийолит-фениты	0,620	0,639	0,760	0,337	0,322	0,128
Андезиновые уртит-фениты	0,825	0,743	0,854	0,649	0,606	0,259
Олигоклаз-андезиновые уртит-фениты	0,850	0,837	0,817	0,625	0,816	0,461
Олигоклазовые уртит-, ийолит-уртит-фениты	0,995	0,986	0,992	0,907	0,993	0,974
Олигоклазовые уртит-фениты	0,984	0,976	0,963	0,813	0,967	0,766
Альбитизированные олигоклазовые уртит-фениты	0,629	0,792	0,929	0,894	0,910	0,805
Массивные альбититы	0,981	0,982	0,986	0,915	0,977	0,958

Величина R, показывающая зависимость поведения каждого элемента от поведения суммы остальных, рассматривается в качестве показателя степени химического равновесия каждой груп-

пы пород относительно данного элемента. Если R какого-либо элемента составляет величину, близкую 1,0, можно говорить о том, что содержание этого элемента сохраняется на постоянном уровне, то есть система равновесна относительно этого элемента. Соответственно, R со значениями, далекими от предельной 1,0, характеризуют систему с непостоянным уровнем содержания элемента. Такая интерпретация значимости величины R позволяет отметить следующее относительно групп пород, развитых на Тулуюльском участке.

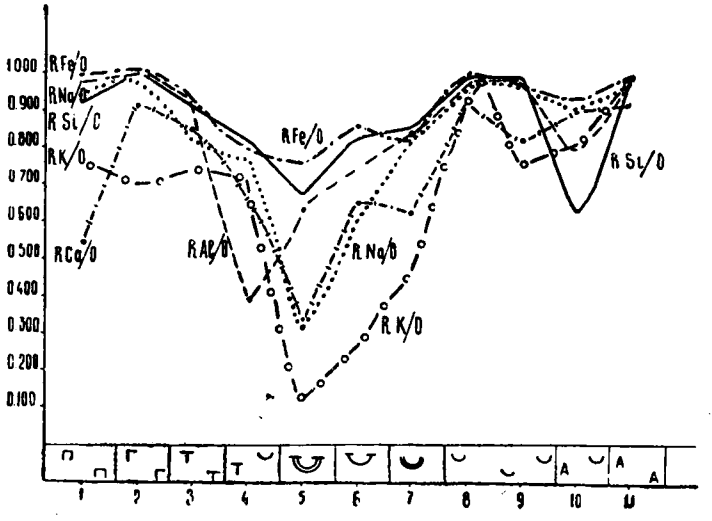


Рис. 2

Зона нефелинизации. Наибольшую степень химического равновесия показывают разгнейсованные мезократовые габбро (почти неизмененные процессами метасоматоза интрузивные породы) и олигоклазсодержащие уртит-фениты. Величины всех элементов, исключая K/O (0,699) для габбро, Ca/O (0,813) и K/O (0,766) для уртит-фенитов, изменяются в пределах 0,907—0,997. Наименее равновесны плагиоклазовые ийолит-фениты, для которых R меняется от 0,128 до 0,760. Соответственно на графике (рис. 2) серия кривых R показывает нижние пределы значений для этой группы пород. Разгнейсованные тералит-фениты, гнейсовидные тералит-фениты и ийолит-тералит-фениты по значениям R занимают промежуточное положение между габбро и плагиоклазовыми ийолит-фенитами (R=0,393—0,925), а андезинсодержащие уртит-фениты располагаются в промежутке между плагиоклазовыми ийолит-фенитами и олигоклазсодержащими ийолит-уртит-фенитами (R=0,259—0,854).

Зона базификации, охарактеризованная меланократовыми габбро, проявляет заметную неравновесность относительно Ca/O (R=0,537) и K/O (R=0,749).

Зона альбитизации. Равновесную систему представляют массивные альбититы по нефелинсодержащим метасоматитам (R=0,915—0,986). Заметную степень неравновесности проявляют альбитизированные породы по олигоклазсодержащим уртит-фенитам (R=0,629—0,929).

Изложенный выше материал показывает следующие особенности метасоматических нефелинсодержащих пород Тулуюльского участка и проявившейся здесь метасоматической зональности:

1. Переход в пределах зоны нефелинизации от одной группы пород к другой происходит постепенно и без четкого уменьшения числа сосуществующих фаз. Тем не менее основной принцип теории метасоматических процессов — тенденция к образованию мономинеральных пород — применим и к рассмотренному случаю. Эта тенденция проявляется в постоянном увеличении роли нефелина в составе пород и повышении щелочности реликтовых минералов. В уртит-фенитах центральной части зоны нефелинизации эта тенденция выражена появлением плагиоклазовых и бесплагиоклазовых нефелинолитов, развитых, правда, незначительно.

2. Наличие постепенных переходов между группами пород и устойчивость полиминеральных парагенезисов говорит о своеобразии метасоматической зональности, проявившейся на Тулуюльском участке, которая не может быть объяснена с позиций последовательного перехода инертных компонентов в подвижное состояние. Нарастание процесса нефелинизации обусловлено постепенным увеличением химических потенциалов щелочей, особенно натрия. Подобного рода зональность названа в литературе «фациальной метасоматической зональностью» (Павленко, Коваленко, 1963; Кортусов, Макаренко, 1968).

3. Процесс постепенного превращения исходных габбро в нефелинсодержащие метасоматиты представляется как процесс перехода пород из состояния магматического равновесия к состоянию метасоматического равновесия. Этапы перехода фиксируются в группах пород следующим образом: габбро — магматическое равновесие; тералит-фениты — равновесие нарушается появлением новообразованных структур и минералов, но резко преобладают реликтовые элементы; плагиоклазовые ийолит-фениты — наряду с широким развитием метасоматических элементов четко просматриваются реликтовые структуры и минеральные парагенезисы; в андезинсодержащих уртит-фенитах резко преобладают наложенные структуры и минералы; в олигоклазсодержащих уртит-фенитах реликты исходных пород различимы с трудом.

4. Сопоставление коэффициентов множественной корреляции (R Si/O, Al/O, Fe/O, Ca/O, Na/O, K/O) по группам пород закрепило представление о преобразовании габбро в уртит-фениты как о процессе перехода пород из одного состояния равновесия в другое.

ЛИТЕРАТУРА

Жариков В. А., Омельяненко Б. И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями. В кн. «Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов». ИГЕМ АН СССР, 1965.

Заболотникова И. И., Мельников В. В. Выступление на III-ем Всесоюзном петрографическом совещании. В кн. «Происхождение щелочных пород». М., изд-во «Наука», 1964.

Кортусов М. П. О габбро-сиенитовом интрузивном комплексе Мариинской тайги (Кузнецкий Алатау). В кн. «Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири». Томск, 1962.

Кортусов М. П., Макаренко Н. А. Нефелинсодержащие породы Мариинской тайги и их генетические особенности. В кн. «Итоги исследований по геологии и географии за 50 лет». Изд-во Томского университета. Томск, 1968.

Павленко А. С., Коваленко В. И. Фациальная зональность щелочных метасоматитов и связанного с ними редкометального оруденения. Тр. конф. «Проблемы постмагматического рудообразования», том III, 1963.

Сарманов О. В., Вистелиус А. Б. О корреляции между процентными величинами. ДАН СССР, том 126, вып. 1, 1959.

ТРУДЫ ТОМСКОГО ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА им. В. В. КУЙБЫШЕВА

Том 239 1976

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ОЛИВИН-ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОВОЙ МАГМЫ КИЙСКОГО КОМПЛЕКСА (КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ)

И. П. АДАМЧУК

Геологические исследования последних 15 лет показали, что в северной части Кузнецкого Алатау широко развита ассоциация посленижнедевонских щелочных пород — титаноносных оливиновых габбро, нормальных и щелочных сиенитов и разнообразных нефелиновых пород, объединяемых в Кийский габбро-сиенитовый интрузивный комплекс. В генетической связи с породами комплекса отмечаются рудопроявления титаномагнетита, золота и нефелиновых руд. Поэтому выяснение процессов дифференциации исходной магмы комплекса имеет большое теоретическое и практическое значение.

Кийский комплекс сформировался в результате последовательного внедрения габбровой, сиенитовой и нефелин-сиенитовой интрузий (Кортусов, 1962). По особенностям вещественного состава пород комплекса его исходной магмой могла быть оливин-щелочно-базальтовая. Многофазность комплекса, его сложный петрографический состав и достаточно хорошая петрографическая изученность позволяют рассмотреть некоторые вопросы дифференциации его магмы. Удобнее всего это начать с выяснения условий кристаллизации плагиоклазов, присутствующих в породах всех интрузий комплекса.

1. Теоретическое рассмотрение вопроса

Плагиоклазы представляют собой твердые растворы полной смесимости (рис. 1). Согласно правилу Коновалова, первые кристаллические фазы обогащаются тугоплавким компонентом — анортитом. При достижении кривой ликвидуса из расплава исходного состава x при равновесной кристаллизации образуются плагиоклазы состава S_1. При достаточно длительном времени кристаллизации и сохранении равновесия $L \rightleftarrows S$ конечные плагиоклазы будут иметь состав S_2, а равновесный с ними расплав — L_2.

Таким образом, если в процессе кристаллизации плагиоклазов будет иметь место пульсационное внедрение отдельных порций расплава в верхние горизонты земной коры, то следует ожидать, что в ранних и, по всей вероятности, наиболее высокотемпературных дифференциатах может фиксироваться плагиоклаз состава S_1, равновесного с ликвидусным плагиоклазом родоначальной магмы. Следовательно, по составу ранних кристаллов плагиоклаза (или по составу центральных частей кристаллов плагиоклазов с прямой зональностью) можно судить о составе ликвидусного плагиоклаза родоначальной магмы. Состав же этой

магмы будет в первом приближении характеризоваться породой, содержащей плагиоклаз состава S_2, аналогичного ликвидусному плагиоклазу родоначальной магмы L_1 (рис. 1).

Следует, однако, отметить, что характер кристаллизации плагиоклазов, иллюстрируемый рис. 1, действителен для изобарических условий. Вместе с тем для габброидных массивов нередко отмечается ритмически-зональное строение, одной из причин которого может быть режим P_{H_2O} и летучих в целом. Г. С. Йодер (1963) показал, что с ростом давления водяного пара до 10 килобар температуры плавления альбита и анортита значительно снижаются. Поэтому увеличение P_{H_2O} в процессе кристаллизации должно привести к понижению кривых солидуса и ликвидуса (рис. 2).

Рассмотрим равновесную кристаллизацию плагиоклазов при увеличивающемся давлении водяного пара. Пусть кристаллизация начинается при давлении в 1 атм. В этом случае процесс аналогичен рассмотрен-

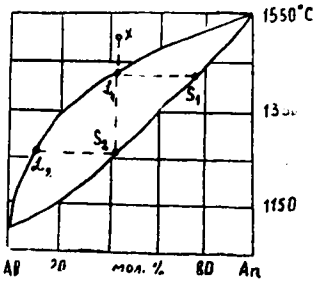


Рис. 1. Диаграмма состояния системы альбит—анортит и изобарическая кристаллизация расплава состава «х» (Боуэн, 1934)

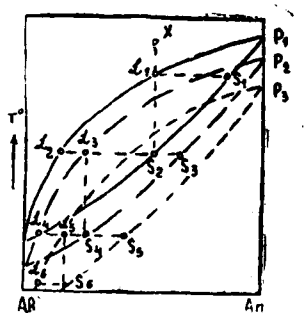


Рис. 2. Пути кристаллизации расплава состава «х» в системе альбит — анортит при переменном давлении водяного пара ($P_1<P_2<P_3$)

ному выше. Если же по достижении точки S_2 давление водяного пара увеличится до P_2, то кристаллы плагиоклаза состава S_2 окажутся в поле «расплав+кристаллы» и будет протекать фазовая реакция $S_2+L_2\rightarrow S_3$. В равновесии с вновь образованными кристаллами плагиоклаза (S_3) будет находиться теперь расплав L_3. Дальнейшая изобарическая кристаллизация должна закончиться в точке S_4 (лежащей на одной ординате с расплавом состава L_3). Аналогичная картина должна наблюдаться и при дальнейшем увеличении P_{H_2O} после образования кристаллов S_4. Таким образом, при увеличивающемся давлении водяного пара первые кристаллические фазы должны иметь состав S_1, S_3, S_5, а конечные — S_2, S_4, S_6 (при давлениях P_1, P_2 и P_3 соответственно).

Кроме того, как показал Г. С. Йодер (Yoder, 1954, 1965), с ростом P_{H_2O} точка эвтектики системы анотит-диопсид смещается в сторону анортита (рис. 3). Поэтому можно допустить, что наиболее меланократовые разновидности габброидов будут содержать плагиоклаз, кристаллизирующийся при минимальном P_{H_2O} и равновесный с ликвидусным плагиоклазом родоначальной оливин-щелочно-базальтовой магмы: кристаллы S_1 равновесны с плагиоклазовым расплавом состава L_1=«х» («х» — исходный состав расплава). Анортозиты (или в целом лейкократовые габбро) будут кристаллизироваться при более высоком P_{H_2O}, и состав их плагиоклаза будет определяться точками S_4 или S_6, а состав разностей, промежуточных между меланократовыми габбро, с одной стороны, анортозитами, с другой — точками S_3 и S_5.

Следовательно, если равновесная кристаллизация оливин-щелочно-базальтового расплава при увеличивающемся давлении водяного пара завершается образованием лейкократовых или мезократовых габбро, то состав плагиоклазов остаточных расплавов будет определяться точками L_4 и L_6.

Как показывают многочисленные исследования наших и зарубежных петрологов, при дифференциации оливин-щелочно-базальтовой магмы образуется серия

оливиновый щелочной базальт (оливиновое габбро) → трахит (сиенит) → фонолит (нефелиновый сиенит)

Следует ожидать, что в условиях равновесной кристаллизации состав ликвидусных плагиоклазов конечных продуктов дифференциации габбровой магмы и начальных продуктов сиенитовой должны быть тождественны (в изобарических условиях).

Поскольку, как правило, сиенитовые массивы являются однофазными интрузивами, то при неравенстве коэффициентов диффузии на фазовой границе расплав—кристалл и внутри твердых фаз будут образовываться зональные плагиоклазы, центральные части которых будут обогащены анортитом относительно периферических частей кристаллов (рис. 1). При равенстве же коэффициентов диффузии в твердых фазах и на границе расплав — кристалл равновесная кристаллизация приведет к образованию плагиоклазового твердого раствора состава, идентичного исходному. Зональные плагиоклазы в сиенитовых породах встречаются очень редко, поэтому для них можно принять второй путь кристаллизации плагиоклазов. Следовательно, остаточный плагиоклазовый расплав кристаллизующейся сиенитовой магмы будет в изобарических условиях иметь состав L_2 (рис. 4). Если же давление водяного пара будет меняться, то изменится и состав плагиоклазов: с понижением P_{H_2O} будут кристаллизоваться более кислые плагиоклазы, с повышением же P_{H_2O} — более основные (рис. 2).

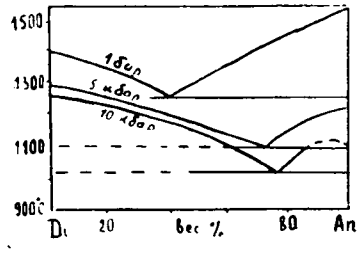


Рис. 3. Диаграмма состояния системы анортит-диопсид при переменном давлении водяного пара (Yoder, 1954, 1965)

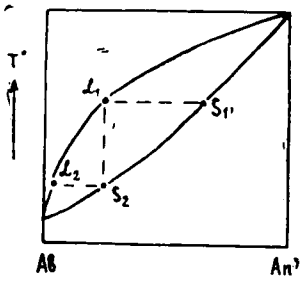


Рис. 4. Кристаллизация плагиоклаза сиенитового и его остаточного расплавов. L_1 и S_2 — исходный расплав и конечные кристаллы плагиоклаза в сиенитах. L_2 — ликвидусный плагиоклаз остаточного расплава

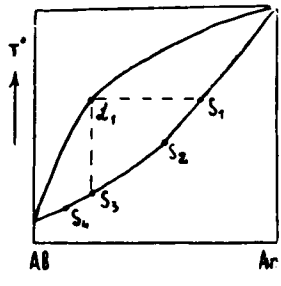


Рис. 5. Схема изобарической кристаллизации плагиоклаза в нефелин-сиенитовом расплаве

В нефелиновых породах кристаллизация плагиоклаза осложняется тем, что часть анортитовой молекулы в виде твердого раствора фиксируется в нефелине, кристаллизующимся одним из первых. В связи с этим ликвидусный плагиоклаз будет более кислым, чем при кристаллизации плагиоклазов без захвата части анортита нефелиновым твердым раствором. Очевидно, связывание части анортита в нефелиновом твердом растворе является причиной накопления к концу кристаллизации нефелин-сиенитового расплава «избыточного» альбита, который может вызывать в закрытых условиях автометаморфическую альбитизацию нефелиновых сиенитов, а в частично открытых условиях — и альбитизацию вмещающих пород. Поэтому при кристаллизации плагиоклаза из расплава L_1 состав плагиоклаза определится не точкой S_1, а будет более кислым (рис. 5) : S_{2-4}.

2. Анализ фактического материала

Среди габброидных массивов Кийского комплекса наиболее сложным петрографическим составом характеризуются Ударнинский и Тойдонский плутоны, поэтому рассмотрим кристаллизацию именно их плагиоклазов.

Петрографические наблюдения показали, что основность плагиоклаза габбровых пород этих массивов уменьшается с ростом их концентрации: в габбро-перидотитах основность плагиоклаза отвечает № 85—87, в оливиновых меланократовых габбро — № 78—82, в мезократовых габбро — № 70—74 и в лейкократовых габбро — № 60—62. Все эти плагиоклазы, за редким исключением, незональны. Наиболее ранними, вернее, высокотемпературными образованиями среди этих пород являются габбро-перидотиты, а низкотемпературными — лейкократовые габбро (Адамчук, 1971). Следовательно, можно допустить, что плагиоклазы габбро-перидотитов кристаллизовались в равновесии с ликвидусным плагиоклазом родоначальной магмы (L_1 на рис. 6).

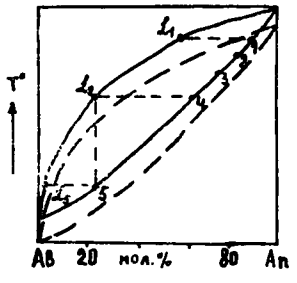


Рис. 6. Фазовая диаграмма состояния системы альбит—анортит и положение плагиоклазов некоторых пород Кийского комплекса (*1* — плагиоклаз габбро-перидотитов, *2* — плагиоклаз оливиновых меланократовых габбро, *3*—плагиоклаз оливиновых мезократовых габбро, *4* — плагиоклаз лейкократовых габбро, *5* — плагиоклаз сиенитов)

Наибольшим распространением среди пород габбровых интрузий пользуются мезократовые габбро. Поэтому высказывались предположения о том, что состав этих пород близок составу родоначальной магмы (Кортусов, 1966; Адамчук, 1968). Значит, плагиоклаз этих пород должен иметь основность, определяемую точкой L_1. В действительности же он имеет состав точки 3, т. е. является более основным. Даже плагиоклаз лейкократовых габбро, которые, конечно, не могут рассматриваться как аналоги родоначальной магмы, оказываются более основными, чем L_1.

В чем причина? Как было показано в первой части работы (рис. 2), подобная картина могла получиться при увеличении P_{H_2O} в процессе образования отдельных разновидностей габброидов. В изобарических условиях должен был закристаллизоваться плагиоклаз состава 40 альбита + 60 анортита. Более высокое содержание анортитовой молекулы в плагиоклазе мезократовых габбро свиде-

тельствует о том, что кривая солидуса имела положение, показанное на рис. 6 пунктиром.

Анализ P—T условий становления мезократовых габбро показал, что они могли образоваться при температуре порядка 1000—1100°C и P_{H_2O} порядка 1400—1500 баров. Повышенная основность плагиоклаза лейкократовых габбро по сравнению с предполагаемым составом ликвидусного плагиоклаза родоначальной магмы (L_1, рис. 6), очевидно, свидетельствует о еще более высоком значении P_{H_2O} к концу кристаллизации габбровой магмы. Вместе с тем это должно было сопровождаться уменьшением концентрации темноцветов, что и способствовало образованию лейкократовых габбро-анортозитов.

Если сиенитовые расплавы действительно являются продуктами фракционно-кристаллизационной дифференциации родоначальной оливин-щелочно-базальтовой магмы, то плагиоклазы на ликвидусе должны иметь состав не основнее L_4 (рис. 6). Петрографические наблюдения показывают, что в сиенитах преобладают незональные плагиоклазы состава 72—78 альбита+22—28 анортита, т. е. очень близкие расплаву L_4 (рис. 6). Это лишний раз подтверждает, что сиенитовый расплав можно рассматривать как остаточный оливин-щелочно-базальтовой магмы. Вместе с тем это свидетельствует и о том, что P_{H_2O} при становлении сиенитовых массивов не должно было превышать 1500—2000 бар.

Формирование Кийского комплекса завершилось внедрением нефелин-сиенитовой интрузии. Рассматривая ее как остаточный продукт дальнейшей фракционно-кристаллизационной дифференциации оливин-щелочно-базальтовой магмы, следует ожидать, что плагиоклаз на ликвидусе будет иметь состав L_5 (рис. 6) и будут кристаллизоваться более кислые плагиоклазы, чем в сиенитах.

Геолого-петрографические наблюдения показывают, что нефелин-сиенитовые интрузии являются многофазными образованиями. Поэтому следует ожидать, что начальные продукты их кристаллизации будут содержать плагиоклаз, по своей основности близкий плагиоклазу сиенитов. И действительно, основность плагиоклаза в нефелиновых породах комплекса (миаскитах и фойяитах) колеблется от № 20—26 в породах первой субфазы внедрения до альбита № 5—10 в породах последней субфазы внедрения нефелин-сиенитовой интрузии.

Это вполне объяснимо, если обратиться к рис. 6. Здесь L_5 — остаточный расплав сиенитовой магмы, он же является исходным для нефелин-сиенитовой магмы. Продукты первых субфаз внедрения могут иметь состав плагиоклаза, отвечающий точке 5, а конечных — L_5. Подобная картина должна наблюдаться лишь при очень близких P—T условиях становления сиенитовых и нефелин-сиенитовых массивов.

Вместе с тем следует учитывать, что нередко нефелиновые породы Кийского комплекса содержат более основной плагиоклаз (в плагиоклазовых ийолит-уртитах, нефелиновых монцонитах и др.) и, кроме того, часть анортита (до 3% от его исходного количества в расплаве) связана в твердом растворе нефелина. Таким образом, для нефелин-сиенитовых расплавов в целом следует ожидать некоторого избытка CaO по сравнению с породами сиенитовой интрузии. И действительно, если в первых содержание CaO колеблется от 2,9 до 5%, то в последних — от 0,60 до 1,70% (Адамчук, 1969). Причиной этого, по-видимому, могла быть глубинная ассимиляция щелочной магмой известняков. Геологическая обстановка благоприятна для этого — массивы нефелиновых пород, как правило, пространственно сопряжены с известняками. Богатство щелочных расплавов летучими должно было способствовать диссоциации известняков при температурах кристаллизации этих магм. В результате этого должен был кристаллизоваться плагиоклаз повы-

шенной основности, что и подтверждается петрографическими наблюдениями.

Выводы

1. Анализ экспериментальных данных показывает, что кристаллизация плагиоклазов в значительной мере определяется давлением водяного пара: с повышением P_{H_2O} из исходного расплава будут кристаллизоваться более основные плагиоклазы, чем в изобарических условиях, а с понижением P_{H_2O} — более кислые.

2. В случае равновесной кристаллизации плагиоклазов его ранние генерации дают представление о ликвидусном плагиоклазе исходного расплава. Плагиоклаз продуктов дифференции исходной магмы должен быть близким ликвидусному плагиоклазу остаточного расплава. Для нефелиновых пород кристаллизация плагиоклазов осложняется вхождением части анортитовой молекулы в твердый раствор нефелина.

3. Характер плагиоклазов и их соотношения с темноцветами в габбровых породах Кийского габбро-сиенитового комплекса свидетельствуют о том, что в процессе становления габброидных массивов возрастало давление водяного пара. Плагиоклаз габбро-перидотитов, вероятно, был равновесен с ликвидусным плагиоклазом родоначальной магмы.

4. Породы сиенитовых интрузий содержат плагиоклаз, аналогичный ликвидусному плагиоклазу лейкократовых габбро (остаточного расплава оливин-щелочно-базальтовой магмы). Плагиоклаз сиенитов кристаллизовался в равновесных условиях и при сравнительно постоянном P_{H_2O}.

5. Начальные продукты кристаллизации нефелин-сиенитовой магмы содержат плагиоклаз, очень близкий плагиоклазу сиенитов. В процессе становления нефелин-сиенитовых массивов их основность падала до альбита. Часть анортита связана в твердом растворе нефелина.

6. Нефелиновые сиениты несколько богаче CaO, чем сиениты. Возможно, что причиной этого была глубинная ассимиляция известняков.

ЛИТЕРАТУРА

Адамчук И. П. Петрология Тойдонского плутона (Кузнецкий Алатау). Автореферат кандид. диссертации. Изд-во Томского ун-та, Томск, 1968.

Адамчук И. П. Сиенитовая интрузия Тойдонского плутона (Кузнецкий Алатау). В сб. Проблемы геологии и металлогении Сибири. Изд-во Томского ун-та, Томск, 1969.

Адамчук И. П. О термодинамических условиях образования габброидов Кийского комплекса Мариинской тайги (Кузнецкий Алатау). В материалах конф., посвящ. 75-летию Томского политехн. ин-та, Томск, 1971.

Боуэн Н. Л. Эволюция изверженных пород. ОНТИ, 1934.

Йодер Г. С. Влияние воды на плавление силикатов. В сб. Вопросы теорет. и экспер. петрологии. ИЛ, М., 1963.

Кортусов М. П. О габбро-сиенитовом интрузивном комплексе Мариинской тайги (Кузнецкий Алатау). В сб.: Мат-лы по минерал., петрогр. и пол. ископ. Зап. Сибири и Красноярск. края. Томск, 1962.

Кортусов М. П. Некоторые геолого-петрографические особенности среднепалеозойских габбро-сиенитовых интрузивных комплексов Алтае-Саянской складчатой области. В сб.: Мат-лы по минерал., петрогр. и пол. ископ. Зап. Сибири и Красноярск. края. Томск, 1966.

Yoder H. S. The system diopside-anorthite-water. Ann. rept dir. Geophys. lab., Carnegie inst., Wash. yearb., 53, 1954.

Yoder H. S. Diopside-anorthite-water at five and ten kilobars and its bearing on explosive volcanism. Carnegie inst., Wash. yearb., 64, 1965.

ТРУДЫ ТОМСКОГО ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА им. В. В. КУЙБЫШЕВА

Том 239 1976

О КОНТАКТОВОМ ОРЕОЛЕ КИЯ-ШАЛТЫРСКОГО ГАББРО-УРТИТОВОГО ПЛУТОНА (КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ)

А. И. МОСТОВСКОЙ

Вмещающие Кия-Шалтырский плутон породы по литологическому составу отчетливо расчленяются на три толщи: терригенно-карбонатную; существенно-туффитовую и известняковую. Первые две принадлежат усть-кундатской, третья — усинской свитам нижнего кембрия. Терригенно-карбонатная толща ритмично построена. В ней чередуются слои известняковых песчаников, глинистых известняков, известковистых алевролитов и аргиллитов. В составе туффитовой толщи преобладающими являются туффиты, в меньшей степени распространены туфопесчаники, туфы, алевролиты и известняки. Характерным для туффитовой толщи является линзовидная слоистость и быстрая смена фациального состава как по простиранию, так и в вертикальном разрезе, обусловленная постепенным переходом одних литологических разновидностей пород в другие. Известняковая толща представлена однородными органогенными известняками, отличающимися исключительной чистотой химического состава. Все три толщи дислоцированы в едином плане: слои пород имеют общее северо-северо-западное простирание и крутое восточное падение, они осложнены складчатостью высоких порядков и гофрировкой.

Интрузивные образования Кия-Шалтырского плутона активно влияли на вмещающую среду, что подтверждается наличием вокруг него широкого (150—200 м) ореола измененных пород. По интенсивности преобразования последних ореол отчетливо разделяется на две зоны: внешнюю и внутреннюю. Границы внешней зоны расплывчаты, поскольку слагающие ее породы постепенно переходят, с одной стороны, в свои неизмененные аналоги, а с другой — в метаморфические образования внутренней зоны. Граница внутренней зоны устанавливается более отчетливо по появлению новообразованных минералов в метаморфизуемых породах.

Характерны три основные особенности для пород контактового ореола: 1) унаследование ими первичных структурно-текстурных признаков, 2) зависимость минералогического состава новообразований от состава первичной породы при сохранении основных черт химизма последней и 3) однотипный характер изменения метаморфизуемых толщ в контурах всего контактового ореола.

Поскольку во внешних зонах контактового ореола метаморфизуемые породы только перекристаллизовываются, ограничимся характеристикой пород его внутренних зон, то есть тех пород, в которых возникают новые минеральные парагенезисы, и проследим, как зависят эти парагенезисы от состава метаморфизуемых первичных пород.

Чистые по химическому составу известняки усинской свиты по мере приближения к контактам плутона постепенно перекристаллизовываются в средне-, крупно- и грубозернистые мраморы, приобретая при этом белую окраску. Микроструктура мраморов типичная гранобластовая, состав мономинеральный и представлен зернами кальцита, размеры которых достигают 2—3 и более сантиметров. Из новообразованных минералов иногда обнаруживаются мелкие зерна диопсида и мелилита, единичные листочки флогопита и редкие мелкие зерна пирита и пирротина. Новообразованные минералы не играют существенной роли и их суммарное количество даже во внутренних зонах контактового ореола редко достигает 3—5%.

Таким образом, кроме перекристаллизации, известняки усинской свиты в зоне контактового ореола не испытывают существенных качественных изменений, что подтверждается и результатами химических анализов (табл. 1, анализы 1, 2).

Вещественный состав пород ритмично-слоистой толщи более пестрый. Прослои известняков содержат в себе доломитовую составляющую и примесь терригенного материала (табл. 3, анализ 7). Поэтому в зоне контактового ореола за счет пород ритмично-слоистой толщи образуются более сложные по минералогическому составу метаморфические породы. Относительно чистые по химизму прослои известняковых песчаников и глинистых известняков ведут себя в целом аналогично известнякам усинской свиты, но в непосредственной близости к контактам с интрузией в возникающих по ним мраморах содержится значительно больше (до 10, иногда 15—20%) новообразованных минералов, среди которых, как показали наши исследования (Макаренко, Мостовской, Родыгина, 1971), наиболее типичными являются мелилит и диопсид. Из других новообразований отмечаются волластонит, флогопит, гранат, реже форстерит, шпинель, титан-авгит, графит и сульфиды — пирротин, и пирит, иногда перовскит. Вместе перечисленные минералы в одном мраморе не встречаются, обычны такие парагенезисы с кальцитом: диопсид-мелилит; диопсид-мелилит-гранат; диопсид-форстерит; форстерит-шпинель-пироксен (чаще титан-авгит); мелилит-титан-авгит-гранат, диопсид-волластонит. Несмотря на богатство новообразованных минералов, химический состав мраморов (табл. 1, анализ 4, 5, 6) не претерпевает существенных изменений в сравнении с составом (табл. 1, анализ 3) неизмененных известняков.

Известковистые алевролиты и аргиллиты, чередующиеся с прослоями глинистых известняков, преобразуются в различные кальцифиры, в составе которых новообразованные минералы пользуются широким развитием и количественно преобладают над кальцитом. Примечательно, что среди новообразований распространены преимущественно те минералы, которые типичны и для охарактеризованных выше мраморов. Это мелилит, диопсид, волластонит, титан-авгит, гроссуляр, кальцит, флогопит. Из других новообразований в малых количествах присутствуют лепидомелан, сфен, титаномагнетит, пирит, пирротин, иногда мусковит и перовскит. Кальцифиры сохраняют первичный структурно-текстурный рисунок (тонкую слоистость, гофрировку, структуры будинажа и т. д.), присущий ритмично-слоистой толще, и часто выражают его отчетливее благодаря приобретению метаморфизованными прослоями более ярких тонов окраски. Количественно-минеральный состав находится в прямой зависимости от состава метаморфизуемых прослоев: существенно мелилитовые кальцифиры формируются на месте известковистых алевролитов и аргиллитов; в кальцифирах, образовавшихся по глинистым известнякам, количество мелилита заметно снижается; при

Таблица 1

Расчет содержания абсолютного количества атомов элементов в стандартном геометрическом объеме пород по атомно-объемной системе В. А. Рудника (Казицин, Рудник, 1968) (для известняков и мраморов)

Компоненты	Весовые %, приведенные к 100%						Количество атомов в 10000 Å³											
	1	2	3	4	5	6	1		2		3		4		5		6	
							катион	анион	катион	анион	катион	анион	катион	анион	катион	анион	катион	анион
SiO_2	0,39	1,27	8,9	9,2	7,0	8,5	1	2	2,7	5,4	23,8	47,6	24,9	49,8	18,9	39,8	23,1	46,2
TiO_2	—	—	0,05	0,08	0,04	0,04	—	—	—	—	0,1	0,2	0,16	0,3	0,1	0.2	0,1	0,2
Al_2O_3	0,11	1,0	1,74	1,35	1,86	1,90	0,45	0,7	3,2	4,8	5,5	8,25	4,3	6,4	5,9	8,8	6,1	9,1
Fe_2O_3	0,09	0,47	1,03	1,78	0,98	0,91	0,02	0,03	0,95	1,5	0,4	0,6	3,5	5,25	2,0	3,0	2,1	3,15
MgO	0,53	нет анализа	3,72	3,92	3,85	5,58	2,1	2,1	?	?	14,8	14,8	15,8	15,8	15,5	15,5	22,6	22,6
CaO	55,58	54,92	48,35	48,19	49,55	46,48	158,6	158,6	159,2	159,2	138,6	138,6	139,8	139,8	143,1	143,1	134,3	134,3
Na_2O	сл	0,17	0,22	0,26	0,14	0,18	0,5	0,25	0,9	0,45	1,1	0,55	1,3	0,65	0,7	0,35	1,0	0,5
K_2O	сл	0,03	0,22	0,11	0,28	0,12	0,03	0,01	0,1	0,05	0,8	0,4	0,4	0,2	1,0	0,5	0,4	0,2
CO_2	43,30	42,14	36,25	35,11	36,30	36,19	158,8	317,6	155,7	311,4	132,4	264,8	129,7	259,4	133,6	267,2	134,2	268,4
Σ	100	100	100	100	100	100	321,5	481,7	322,7	482,7	320,4	478,8	319,9	477,6	320,8	478,5	323,9	484
							803		805,5		799		797		799		808	
Объемный вес	2,68	2,70	2,67	2,70	2,69	2,71												

Примечание. 1 — известняк усинской свиты (средний состав из более 500 анализов); 2 — мрамор по известнякам усинской свиты (состав по трехметровой керновой пробе); 3 — известняки ритмично-слоистой толщи (средний состав по 8 анализам); 4-6 — мраморы по известнякам ритмично-слоистой толщи (4 — пяти-, 5 — двадцативосьми- и 6 — шестнадцатиметровые керновые пробы скважин 65, 59 и 58).

Таблица 2

Баланс вещества при образовании мраморов

Элементы	За счет усинских известн.				За счет известняков ритмично-слоистой толщи									
	к-во атомов в 10000 Å³		привнос—вынос на 10000 Å³		к-во атомов в 10000 Å³				привнос—вынос на 10000 Å³					
									абсолютн. разности			в % к 3		
	1	2	абсолютн. разности	в % к 1	3	4	5	6	4	5	6	4	5	6
Si	1	3	+2	+200	24	25	19	23	+1	−5	−1	+5	−21	−5
Ti	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al	1	3	+2	+200	6	4	6	6	−2	0	0	−33	0	0
Fe	0	1	+1	привнос	2	3	2	2	+1	0	0	+50	0	0
Mg	2	нет анализа	?	?	15	16	15	23	+1	0	+8	+6,6	0	+53
Ca	150	159	0	0	139	140	143	134	+1	+4	−5	+0,7	+2,6	−3,6
Na	1	1	0	0	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0
K	0	0	0	0	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0
C	159	156	−3	−2	132	130	134	134	−2	+2	+2	−1,5	+1,5	+1,5
O	482	483	+1	+0,2	479	478	479	484	−1	0	+5	−0,2	0	+1,0
+Σ			+6	+0,75					+4	+6	+15	+0,5	+0,7	+1,9
−Σ			−3	−0,37					−4	−5	−6	−0,5	−0,6	−0,7
Σ	804	806	+3	+0,4	799	797	799	808	0	+1	+9	0	+0,1	+1,1

метаморфизме более кремнистых алевролитовых прослоев, а также прослоев кварцсодержащих известняков образуются существенно волластонитовые кальцифиры, а по алевропелитовым прослоям — существенно пироксен-полевошпатовые роговики и т. д. Химический состав кальцифиров и роговиков ритмично-слоистой толщи изучен по керновым пробам (38 анализов), характеризующим их прослои суммарной мощностью более 103 метров. Легко убедиться, что их химический состав (табл. 3, анализ 8) очень близок к среднему составу ритмично слоистой толщи (табл. 3, анализ 7).

Породы туфитовой толщи в контуре контактового ореола также преобразуются в различные по составу кальцифиры и роговики, причем в метаморфизованных разностях не менее ярко выражены их обломочная структура и быстрая смена одних литологических разностей другими. Обломки известняков в грубо- и крупнообломочных туффитах перекристаллизовываются в мраморы и редко содержат новообразованные минералы даже около контактов с интрузией. Мелкообломочные туффиты, пелитоморфные туфы и цемент грубообломочных туффитов испытывают существенные изменения минерального состава. По туффитам, богатым обломками известняков, как и по известковистым алевролитам, формируются мелилит-диопсидовые, диопсид-волластонитовые, мелилит-диопсид-гранатовые и т. д. кальцифиры, минеральный состав которых не отличается от охарактеризованного для кальцифиров ритмично-слоистой толщи, за исключением низкой роли волластонита. По пелитоморфным туфам и мелкообломочным туффитам формируются существенно пироксеновые, пироксен-альбитовые, биотит-пироксен-альбитовые роговики и породы типа «беербахитов» (оливин-плагиоклазовые и оливин-пироксен-плагиоклазовые роговики). О среднем химическом составе метаморфизованных пород (кальцифиров, роговиков и «беербахитов») туффитовой толщи можно судить по анализу 10, а о составе ее неметаморфизованной части — по анализу 9 (табл. 3). Даже беглое сравнение этих анализов свидетельствует о вполне удовлетворительной их сопоставимости.

Показателен характер изменения кварц-кальцитового выполнения многочисленных трещинных зон и жил, пересекающих породы ритмично-слоистой и туффитовой толщ. Состав выполнения отличается высокой чистотой химического состава (о чем может свидетельствовать следующий анализ: SiO_2 — 18,8; TiO_2 — 0,02; Al_2O_3 — 0,25; Fe_2O_3 — 0,16; FeO — 0,44; MnO — 0,02; MgO — 0,20; CaO — 44,72; Na_2O — 0,12; K_2O — 0,05; п.п.п. — 35,05) и зависит от количественного соотношения кварца и кальцита. Во внешних зонах контактового ореола карбонатная часть выполнения испытывает перекристаллизацию (мраморизуется). По приближении к контактам с интрузией происходит образование волластонита сначала по границам кварцевых зерен и жилок с кальцитом, а затем и во всей массе вплоть до образования мономинеральной волластонитовой породы. Появление волластонита в кварц-кальцитовом выполнении трещинных зон и жил служит надежным признаком для установления границы внутренних зон контактового ореола.

Совокупность изложенных выше фактов позволяет сделать следующий вывод: метаморфические образования контактового ореола сохраняют почти неизменным химический состав метаморфизуемых пород и содержат среди новообразований комплекс типичных контактово-метаморфических минералов, таких как мелилит, диопсид, волластонит, форстерит и др.; поэтому их следует рассматривать как продукты контактового (термального) метаморфизма и классифицировать как высо-

Таблица 3

Расчет содержания абсолютного количества атомов элементов в стандартном геометрическом объеме (10000 А°³) пород, по В. А. Руднику (Казицин, Рудник, 1968) (для роговиков и кальцифиров)

Компоненты	Весовые %								Количество атомов в 10000 Å³							
	Результаты анализа				Приведенные к 100 %				7		8		9		10	
	7	8	9	10	7	8	9	10	катион	анион	катион	анион	катион	анион	катион	анион
SiO_2	31,36	30,93	37,33	37,24	31,12	31,20	37,72	36,82	87,7	175,4	90,7	181,4	108,9	217,8	109,3	218,6
TiO_2	0,35	0.51	1,42	1,48	0,35	0,51	1,44	1,46	0,74	1,48	1,1	2,2	3,1	6,2	3,3	6,6
Al_2O_3	6,38	7,42	13,60	11,79	6,33	7,49	13,75	11,66	21,0	31,5	25,6	38,4	46,8	70,2	40,8	61,2
Fe_2O_3	2,73	5,89	7,38	8,28	2,71	5,95	7,46	8,19	5,7	7,55	13,0	19,5	16,2	24,3	18,3	27,45
MnO	0,05	нет анализа	0,10	0,13	0,05	—	0,10	0,13	0,12	0,12	—	—	0,24	0,24	0,32	0,32
MgO	3,56	2,9	2,91	3,81	3,53	2,93	2,94	3,77	14,8	14,8	12,7	12,7	12,6	12,6	16,6	16,6
CaO	33,31	35,78	18,50	24,66	33,06	36,09	18,70	24,37	99,8	99,8	112,4	112,4	57,8	57,8	77,5	77,5
Na_2O	1,15	1,36	2,85	2,58	1,14	1,37	2,88	2,55	6,2	3,1	7,7	3,85	16,1	8,05	14,7	7,35
K_2O	1,10	0,57	2,95	1,18	1,09	0,57	2,98	1,17	3,8	1,9	2,1	1,05	11,0	5,5	4,4	2,2
CO_2	20,77	13,76	11,90	10,00	20,62	13,89	12,03	9,88	79,3	168,6	66,1	132,2	47,4	94,8	40,0	80,0
Σ	100,76	99,12	98,94	101,15	100,0	100,0	100,0	100,0	320,24	494,25	331,4	502,7	320,14	497,5	325,22	497,82
Объемный вес	2,81	2,90	2,88	2,96					814,5		834,1		817,6		823	

Примечание: 7 — ритмично-слоистая толща (средний состав по 11 анализам); 8 — кальцифиры по породам ритмично-слоистой толщи (средний состав по 38 анализам); 9 — туффитовая толща (средний состав по 8 анализам); 10 — роговики и кальцифиры по породам туффитовой толщи (средний состав по 11 анализам).

котемпературные роговики, сформировавшиеся в магматическую стадию становления Кия-Шалтырского плутона.

Справедливость вывода о формировании метаморфических пород контактового ореола Кия-Шалтырского плутона в результате изохимического преобразования вмещающих толщ подтверждается не только

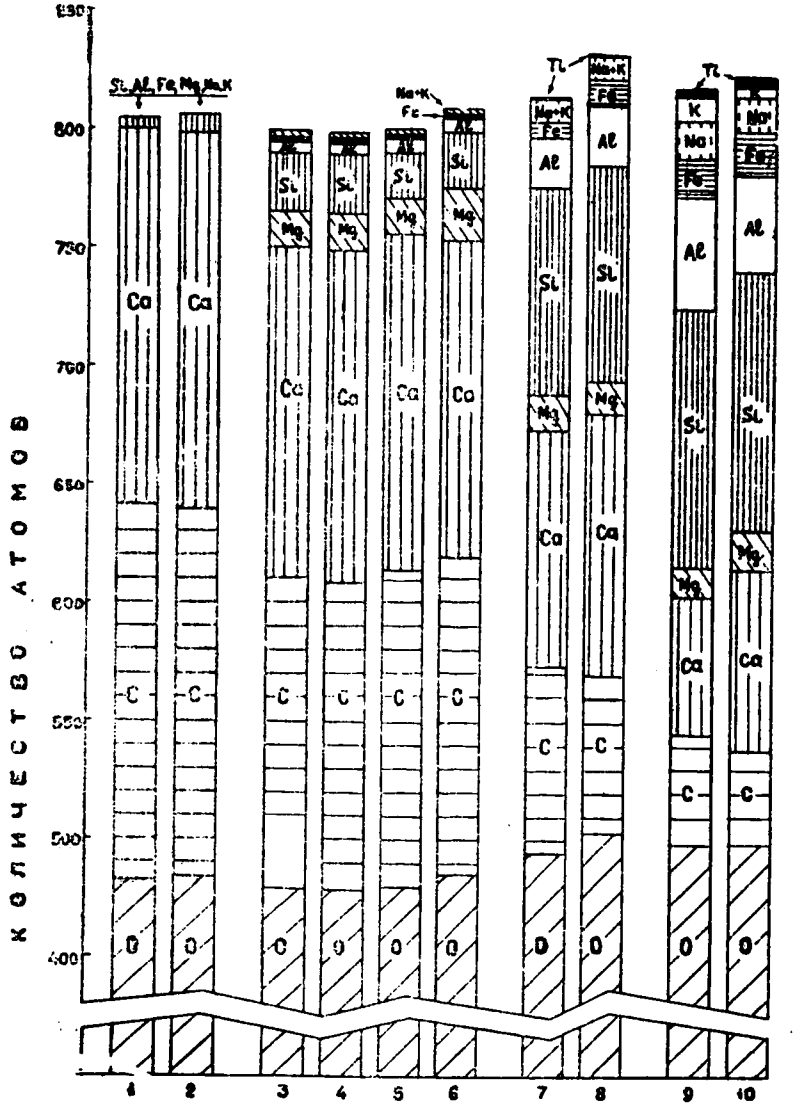


Рис. 1. Диаграмма баланса вещества при метаморфизме пород вмещающих толщ из расчета на стандартный геометрический объем в 10000 Å³. *1* — известняк усинской свиты; *2* — мрамор по усинским известнякам; *3* — средний состав известняков ритмично-слоистой толщи; *4—6* — мраморы по известнякам ритмично-слоистой толщи; *7* — средний состав ритмично-слоистой толщи; *8* — средний состав кальцифиров по породам ритмично-слоистой толщи; *9* — средний состав туффитовой толщи; *10* — средний состав кальцифиров и роговиков по породам туффитовой толщи

прямым сравнением химического состава метаморфических и неизмененных пород (табл. 1 и 3), но и расчетами баланса вещества и миграции элементов при их образовании. В самом деле, при мраморизации усинских известняков и известняков ритмично-слоистой толщи абсолютный и относительный привнос — вынос и общий баланс привноса —

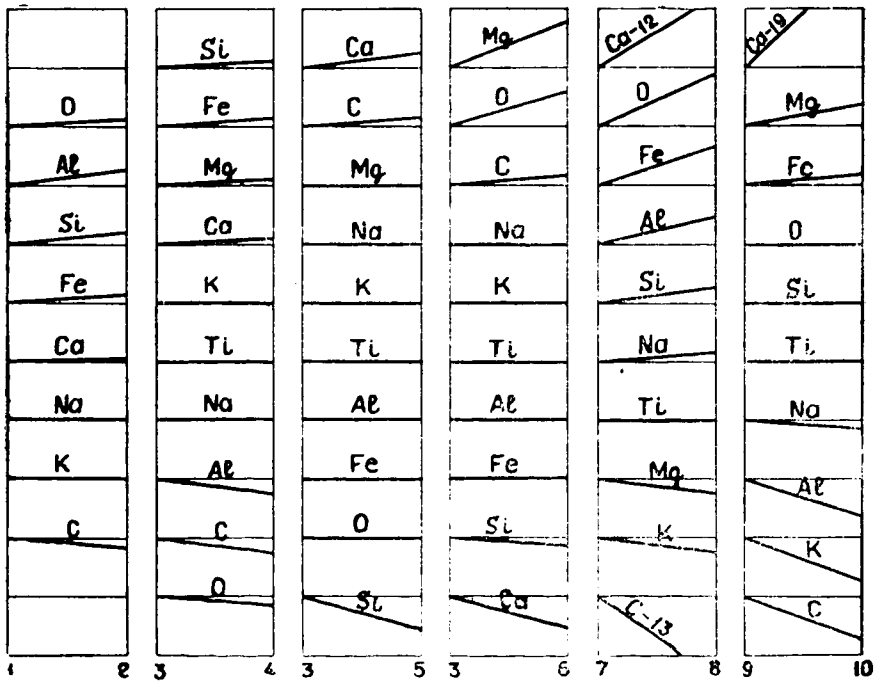


Рис. 2. Диаграмма миграций элементов в процессе метаморфизма пород вмещающих толщ. (Масштаб: I деление — 10 атомов). *1* — известняки усинской свиты; *2* — мрамор по усинским известнякам; *3* — средний состав известняков ритмично-слоистой толщи; *4—6* — мраморы по известнякам ритмично-слоистой толщи; *7* — средний состав ритмично-слоистой толщи, *8* — средний состав кальцифиров по породам ритмично-слоистой толщи; *9* — средний состав туффитовой толщи; 10 — средний состав кальцифиров и роговиков по породам туффитовой толщи

выноса не превышает одного процента, а в количествах атомов на стандартный геометрический объем в 10000 Å^3 составляет первые единицы атомов (табл. 2 и рис. 1, 2). При образовании роговиков и кальцифиров по породам ритмично-слоистой и туффитовой толщ относительный и абсолютный привнос—вынос и общий баланс привноса—выноса не превышают первых процентов, а в количествах атомов лишь для кальция и углерода превышают их первый десяток (табл. 4, рис. 1, 2). Скорее, эта разница объясняется недостаточным количеством анализов, характеризующих неизменные породы пестрых по составу толщ (табл. 3), в которых

содержание кальцита, а значит и связанного в нем кальция, кислорода и углерода, подвержено значительному колебанию. Действительно, трудно представить привнос кальция в существенно карбонатную среду (рис. 2, столбцы 5, 6).

Таблица 4

Баланс вещества при образовании роговиков и кальцифиров

Элементы	За счет ритмично-слоистой толщи				За счет туффитовой толщи			
	к-во атомов в 10000 Å³		привнос—вынос на 10000 Å³		к-во атомов в 10000 Å³		привнос—вынос на 10000 Å³	
	7	8	абсолютн. разности	в % к 7	9	10	абсолютн. разности	в % к 9
Si	88	91	+3	+3,4	109	109	0	0
Ti	1	1	0	0	3	3	0	0
Al	21	26	+5	+23,6	47	41	—6	—12,8
Fe	6	13	+7	+116,6	16	18	+2	+12,5
Mn	0,1	?	0	0	0	0	0	0
Mg	15	13	—2	—13,3	13	17	+4	+30,7
Ca	100	112	+12	+12	58	77	+19	+32,7
Na	6	8	+2	+33,3	16	15	—1	—6,3
K	4	2	—2	—50	11	4	—7	—63,6
C	79	66	—13	—16,4	47	40	—7	—14,9
O	494	503	+9	+1,8	498	498	0	0
+Σ			+38	+4,6			+25	+3,05
—Σ			—15	—1,8			—21	—2,5
Σ	814	835	+23	+2,8	818	823	+4	+0,5

ЛИТЕРАТУРА

Ю. В. Казицин, В. А. Рудник. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. «Недра», М., 1968.

Н. А. Макаренко, А. И. Мостовской, В. Г. Родыгина. О мелилитсодержащих породах ореола Кия-Шалтырского габбро-уртитового массива (Кузнецкий Алатау). В сб. «Вопросы геологии Сибири». Томск, 1971.

ТРУДЫ ТОМСКОГО ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА им. В. В. КУЙБЫШЕВА

Том 239 1976

НАПРАВЛЕННОСТЬ И СТАДИЙНОСТЬ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ТАБРАТСКОМ МАГНЕТИТОВОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Г. Б. КНЯЗЕВ

Табратское магнетитовое месторождение расположено в северном контакте Убинского (Хабалыкского) интрузивного массива с нижнекембрийскими отложениями.

Отложения нижнего кембрия представлены известняками, мраморами, мелкообломочными кластическими и пирокластическими породами и андезитовыми порфиритами. Эти породы в значительной мере метаморфизованы с образованием различных биотизированных пород, биотитовых сланцев и амфибол-плагиоклазовых пород, близких по составу к амфиболитам, но отличающихся неупорядоченными структурами и малой глиноземистостью амфиболов.

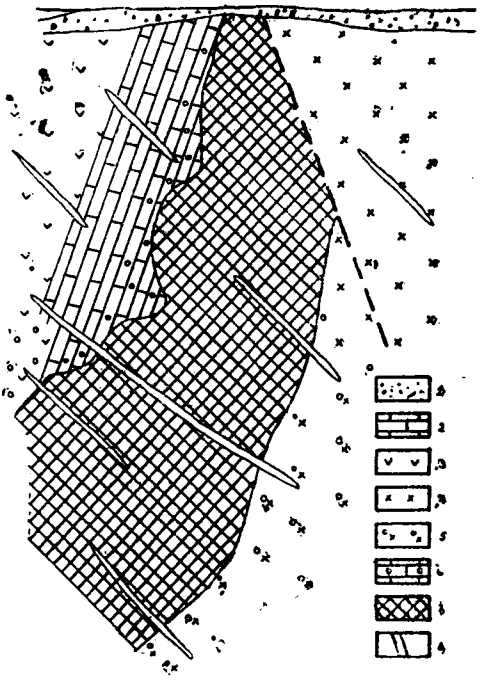
Убинский массив имеет существенно диоритовый состав с широким развитием различных биотит-роговообманковых и гибридных роговообманковых диоритов и габброидов. Подчиненное значение здесь имеют кварцевые диориты и существенно натровые гранитоиды, выступающие в качестве продуктов второй фазы внедрения рудоносного интрузивного комплекса кембро-ордовикского возраста [9, 13]. Для гранитоидных пород характерны инъекционные мелкоштоковые и дайковые формы проявления. Развиты гранитоиды преимущественно в эндо- и экзоконтактах Убинского массива.

В пределах Табратского рудного поля широко распространены различные дайки, внедрявшиеся в широком интервале времени. Более ранними, дорудными, являются дайки основного состава — лабрадоровые порфириты и габбро-диабазы. Более поздними, пострудными, являются дайки амфиболовых диорит-порфиритов и спессартитов.

Основная масса магнетитовых руд Табратского месторождения сосредоточена на Восточном и Центральном участках. Эти участки представляют собой подробленные выступы контакта Убинского массива с нижнекембрийскими мраморами, мелкообломочными пирокластическими породами и андезитовыми порфиритами. Руды и сопутствующие им измененные породы развиваются по породам экзо- и эндоконтакта, среди которых преобладают средне- и мелкозернистые роговообманковые габбро и диориты, плагиоклазовые и амфибол-плагиоклазовые андезитовые порфириты. Общие размеры залежи руд и измененных пород на Восточном участке достигают в плане 500×800 м. На глубину залежь прослежена до 1000 м. По примерной оценке вертикальный размах оруденения и сопутствующего ему изменения составляет более 1,5 км (фиг. 1).

Распределение рудного материала и сопутствующей оруденению минерализации отчетливо подчинено трещинной тектонике и во многих случаях происходит по сетке разноориентированных жилок. В большинстве случаев хорошо видно, что основой для всех изменений служат алюмосиликатные породы основного и среднего состава.

В силу трещинного («штокверкового») характера оруденения, распределение рудного материала в пределах залежей Восточного и Центрального участков неравномерное. Мощность отдельных рудных тел, выделяемых по данным опробования, достигает 100—120 м. Внутри этих тел чередуются как богатые мономинеральные магнетитовые руды, так и бедные «штокверковые» руды с блоками слабо оруденелых пород.



Фиг. 1. Разрез по разведочной линии IV Восточного участка Табратского месторождения:

1 — современные отложения; *2* — мраморы; *3* — андезитовые порфириты и их туфы; *4* — роговообманковые диориты, кварцевые диориты и габбро-диориты; *5*, *6* — измененные породы; *7* — пироксен-амфибол-магнетитовые и пироксен-магнетитовые руды с блоками околорудных измененных пород; *8* — дайки амфиболовых диорит-порфиритов и плагиогранит-порфиров

Руды Восточного и Центрального участков Табратского месторождения сложены магнетитом, амфиболами и пироксеном. Большую роль среди них иногда играет кальцит и локально отмечаются повышенные концентрации пирита и пирротина. Второстепенные минералы представлены кварцем, эпидотом, хлоритом, флогопитом, халькопиритом, пренитом, гранатом (обычно гистерогенным) и другими минералами. Амфиболы руд представлены высокожелезистой хлорсодержащей роговой обманкой вплоть до дашкесанита [8] и высокожелезистым актинолитом [7]. Пироксен представлен салитом-ферросалитом ряда диопсида — геденбергита [7].

Породы, вмещающие магнетитовое оруденение, претерпели сложные метасоматические преобразования (табл. 1). Постмагматический процесс в целом для месторождения и изменение отдельных типов пород носили отчетливый стадийный характер [11]. В общих чертах последовательность постмагматического минералообразования на Табратском месторождении соответствует последовательности минералообразования на других контактово-метасоматических месторождениях железа [16, 17].

На Восточном и Центральном участках началу метасоматических процессов предшествовало внедрение небольших дайковых тел пирок-

сеновых кварцевых диоритов и диорит-порфиритов. Вдоль контактов этих тел и в виде самостоятельных (не связанных с контактами) зон за счет габброидов и диоритов происходило образование пироксен-плагиоклазовых пород. Состав пироксена этих пород меняется от диопсида до салита, структура преимущественно субдиабазовая. Предположительно эти породы рассматриваются как продукты метасоматоза магматической стадии. Они образуются за счет габбро и порфиритов с небольшим привносом CaO или без существенной перегруппировки породообразующих компонентов, будучи в этом отношении близки к контактовым роговикам.

Таблица 1

Метасоматические процессы Табратского месторождения и их стадийность
(вмещающие породы; порфириты, роговообманковые габбро и диориты)

Стадия	Основные типы метасоматических пород	Главные минералы
Контактовый метаморфизм и метасоматоз магматической стадии	пироксен-плагиоклазовые породы	пироксен и плагиоклаз
Стадия раннего послемагматического метасоматоза	пироксен-эпидотовые и амфибол-эпидотовые породы	пироксен, роговая обманка, маложелезистый эпидот, кварц, мусковит
Скарновая	пироксеновые жилы	пироксен
Рудная	руды магнетитовые и амфиболовые породы	магнетит, роговая обманка, дашкесанит
Силикатно-сульфидная	эпидозиты	эпидот, актинолит, пирротин
Кварц-карбонат-силикатно-сульфидная	осветленные (пропилитизированные) породы, хлоритизированные породы	хлорит, эпидот, пирит, кальцит, кварц, флогопит, актинолит
Кварц-карбонат-сульфидная	карбонатизированные породы, серицитолиты	кальцит, анкерит, пирит, кварц, халькопирит, галенит, сфалерит, серицит.

Следующий во времени процесс преобразования порфиритов, диоритов и габброидов Восточного и Центрального участков представлен так называемым ранним кальциевым матасоматозом. В ходе этого процесса происходило образование эпидот-пироксеновых и эпидот-амфиболовых осветленных пород [10]. Кальциевый метасоматоз проявился шире, нежели процесс образования пироксен-плагиоклазовых пород Наряду с последними, ранний постмагматический метасоматоз захватил и неизмененные извержения породы. Им практически в разной степени затронуты все вмещающие оруденение породы. Для осветленных эпидотовых пород характерны различные роговиковые (гранобластовые) и нематогранобластовые структуры. Осветленные породы иногда отчетливо замещают габброиды и порфириты по сети разноориентированных жил. Пироксен в этих породах представлен диопсид-салитом

ряда диопсида — геденбергита. Эпидот имеет малую железистость (от 10% до 15—16 мол. %). Амфибол представлен малоглиноземистой и маложелезистой роговой обманкой (железистость 20—30 мол. %). Образование осветленных эпидотсодержащих пород происходит со значительным привносом CaO (табл. 2), выносом MgO, FeO и перегруппировкой Fe_2O_3; Al_2O_3; SiO_2.

Вслед за осветленными эпидотсодержащими породами на Восточном и Центральном участках Табратского месторождения происходит образование пироксеновых жил. Пироксеновые жилы представляют собой мономинеральные пироксеновые жильные скарны, которые возникают как среди осветленных пород, так и среди сравнительно слабо измененных порфиритов, габброидов и диоритов. Морфология жил сложная. Они часто имеют грубозернистые структуры и сложены ферросалитом-салитом ряда диопсида — геденбергита. В химическом отношении (табл. 2) процесс образования пироксеновых жильных скарнов по габброидам и осветленным породам сопровождается дальнейшим привносом кальция и перегруппировкой Al и Si. В этот период частично осаждаются Mg и Fe, высвобождаемые из вмещающих пород в ходе предыдущих процессов. Образование именно пироксеновых, а не гранатовых жильных скарнов обусловлено высокой активностью Mg во вмещающих породах [4, 10]. Становлением пироксеновых жил на Восточном и Центральном участках заканчивается предрудный период минералообразования. Оценивая его общую направленность, следует прежде всего отметить, что он происходит на фоне постоянно растущего привноса CaO (из известняков) во вмещающие изверженные породы основного состава, достигающего максимума к концу предрудного периода.

В силу постоянного увеличения привноса CaO происходит постепенное вовлечение в круг переходящих в раствор и перегруппировывающихся компонентов все большего числа петрогенных элементов в последовательности Na, K→Fe, Mg→Si, Al, отвечающей общему ряду подвижности для процессов подобного типа [1, 2, 12]. В данном случае вся совокупность продуктов метасоматической деятельности предрудного периода укладывается в рамки единого процесса. Каждая последующая стадия минералообразования логически и химически вытекает из предыдущей.

В сравнении с идеальной картиной строения эндоскарновой части колонки реакционных скарновых зон [1, 2, 12] ранние метасоматические породы Табрата отвечают внешним зонам метасоматической колонки, а поздние — внутренним. Наблюдаемая отчетливая стадийность предрудного период минералообразования на Табратском месторождении является следствием структурных условий минералообразования (проявление внутриминерализационных тектонических подвижек в непластичной среде). В других структурных условиях стадийность могла быть не отчетливой или не проявляться совсем (скарны и одновременно возникающие околоскарновые породы).

Следующий во времени метасоматический процесс на Табратском месторождении представлен оруденением и сопутствующей оруденению амфиболизацией. Процесс сорудный амфиболизации приводит к образованию крупных зон высокожелезистых амфиболовых пород, оконтуривающих в благоприятных условиях все рудные тела. Главным и большей частью единственным новообразованным компонентом этих пород является амфибол, состав которого колеблется от хлорсодержащего феррогастингсита до высокожелезистой роговой обманки [8].

12 Заказ 8015

Таблица 2

Химический состав основных разновидностей вмещающих и измененных пород Табратского магнетитового месторождения

Окислы	Весовые проценты												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	59,84	47,12	58,10	55,59	45,75	43,33	49,16	40,11	38,45	20,06	50,31	51,76	44,00
TiO_2	0,46	1,10	0,80	0,58	1,32	0,81	0,04	0,86	0,71	0,40	2,22	2,60	1,36
Al_2O_3	16,19	16,83	16,89	19,61	16,05	18,26	1,52	11,91	9,89	8,09	17,26	17,52	15,61
Fe_2O_3	2,31	3,98	1,59	0,79	3,34	3,39	3,55	10,15	8,34	34,62	1.58	3,99	2,17
FeO	3,65	5,74	3,41	2,51	6,90	5,93	15,80	12,03	18,32	25,09	6,82	1,44	9,52
MnO	0,09	0,15	0,03	0,03	0,13	0,13	0,84	0,11	0,58	не опр.	0,10	0,05	0,15
MgO	2,23	9,48	3,98	3,26	6,11	4,58	5,52	4,82	4,20	1,30	5,97	0,78	8,69
CaO	6,23	11,43	7,22	11,39	17,39	18,87	22,12	15,77	13,17	6,80	6,10	12,00	7,50
Na_2O	3,89	1,38	4,32	5,16	0,65	1,80	0,22	1,21	1,34	0,25	5,73	6,96	0,73
K_2O	1,73	0,60	1,57	0,33	0,46	0,62		0,95	0,54		0,06	0,03	1,38
P_2O_5	0,32	0,20	0,32	0,28	0,32	0,18	0,09	0,18	0,16	0,12	0,64	0,64	0,36
п. п. п.	2,57	2,20	1,66	0,90	1,92	1,93	1,24	1,56	4,40	2,78	3,60	3,10	8,80
Σ	99,51	100,21	99,92	100,43	99,34	99,86	100,10	99,66	100,10	99,51	100,39	100,27	100,27
об. вес	2,77	2,95	2,73	2,89	3,30	3,41		3,32	3,30	4,12	2,73	2,75	2,73

Примечание. 1 — роговообманковый диорит (скв. 29, глуб. 156 *м*); 2 — гибридное роговообманковое габбро (скв. 1 [a], гл. 135 *м*); 3 — андезитовый плагиоклазовый порфирит нижнего кембрия; 4 — пироксен-плагиоклазовая осветленная порода по андезитовому порфириту № 3; 5 — пироксен-эпидотовая осветленная порода (скв. 9, гл. 176 *м*); 6 — пироксен-эпидотовая осветленная порода (скв. 9, гл. 177 *м*); 7 — пироксеновый жильный скарн (скв. 1 [a], гл. 657,7 *м*); 8 — амфиболизированная пироксен-эпидотовая порода (скв. 9. гл. 179,0 *м*); 9 — амфиболовая порода (скв. 1, гл. 91,1 *м*); 10 — амфибол-магнетитовая руда (Центральный участок); 11—микродиорит (дайка пострудная, скв. 1 [a], гл. 314,0 *м*); 12 — осветленная плагиоклазовая порода по микродиориту дайковому (скв. 1 [a], гл. 314,0 *м*); 13 — карбонат-хлоритовая порода по роговообманковому габбро (скв. 1[a], гл. 128,0 *м*).

Процесс сорудной амфиболизации на Табратском месторождении является избирательным. Наиболее охотно амфиболизируются породы, близкие по соотношению $CaO : Al_2O_3 : SiO_2$ к стехиометрии амфиболов, и породы, более бедные кальцием. Менее охотно амфиболизируются породы, богатые CaO (скарны и осветленные породы), особенно если в них мало Al_2O_3 (пироксеновые жилы).

Роль амфибола в рудах также зависит от состава вмещающих пород. В средах с оптимальным содержанием CaO (6—15% весовых), при прочих благоприятных условиях, образуются богатые амфиболом магнетитовые руды. В средах, богатых CaO и бедных Al_2O_3, роль амфиболов резко уменьшается и часто проявляются безамфиболовые руды.

Все минеральные новообразования рудной стадии характеризуются высокой железистостью, намного превышающей железистость вмещающих пород (табл. 2). Рудное железо в область рудоотложения несомненно приносилось, и в этом смысле рудная стадия существенно обособлена от предшествующей скарновой стадии.

С другой стороны, отмеченное ранее явление избирательности процесса амфиболизации, вероятно, свидетельствует о большой роли CaO в рудообразующих растворах. В этом отношении рудная стадия наследует основную особенность скарновой стадии (высокую активность CaO), будучи связана с ней направленностью развития постмагматического процесса.

Пострудное метасоматическое минералообразование на Табратском месторождении носило локальный характер. Одним из наиболее ранних пострудных метасоматических процессов является эпидотизация. Она проявилась в виде пятен или зон среди дорудных осветленных пород и редко фиксируется среди руд и амфиболовых пород. Главными формами проявления эпидота среди руд являются вкрапленность, мелкие жилы и гнезда. В осветленных породах эпидотизация выступает в качестве наиболее позднего процесса, фиксирующего остаточные CaO и Fe_2O_3, как наименее подвижные компоненты в ряду переводимых в раствор в ходе раннего метасоматоза. Вдоль контактов пострудных даек группы амфиболовых диорит-порфиритов, внутри самих даек и вдоль контактов некоторых пострудных жил эпидот-хлоритового состава проявился процесс метасоматического изменения, близкий по своему характеру к пропилитизации. Это изменение алюмосиликатных пород выражается в их осветлении. Породы обедняются темноокрашенными компонентами. Первичные темноокрашенные минералы заменяются эпидотом и хлоритом, плагиоклаз слабо альбитизируется, породы обогащаются кварцем. Характерно, что резкого обогащения пород щелочами не происходит, однако темноокрашенные компоненты могут удаляться полностью. Из всех удаляемых оснований наименее подвижным является кальций. При полном удалении темноокрашенных компонентов плагиоклаз часто остается совершенно неизмененным. Кальций и трехвалентное железо во многих случаях, вероятно, испытывают лишь перегруппировку в ограниченном объеме пород, концентрируясь локально в форме эпидота. Относительная роль CaO в измененных породах по сравнению с неизмененными часто возрастает, вследствие его избирательного сохранения в плагиоклазах (табл. 2, анализы 11, 12).

В результате наложения описанного метасоматического процесса на руды происходит их некоторая перекристаллизация и переотложение магнетита. Перекристаллизация руд (образование друз растворения и перекристаллизации) возможна и при нормальном ходе метасоматического процесса [12]. Переотложение же магнетита в виде новообразованных жил с кальцитом (растворение и переотложение), вероятно,

возможно лишь в связи с некоторым резким изменением свойств растворов. В данном случае в связи с достаточно резко проявленной трещинной тектоникой (даже внедрением пострудных даек) предполагается пульсационное дополнительное, хотя и локальное, поступление в область рудообразования новых порций растворов. Эти растворы не связаны непосредственно с рудообразующими растворами данного эрозионного среза, а являются продуктами эволюции более глубоких частей общей «колонны» постмагматических растворов [3, 14]. Потенциально в этот период возможно и второе сканирование, отмечаемое на ряде контактово-метасоматических железорудных месторождений [14]. Возможность двойного скарнирования, вероятно, определяется не только особенностями развития «колонны» постмагматических растворов, но и глубинной магматической системой, генерирующей эти растворы.

Наиболее позднее метасоматическое минералообразование на Табрате представлено околожильной карбонатизацией и серицитизацией. Эти изменения сопровождают кварц-карбонат-сульфидные жилы с пиритом, халькопиритом, галенитом и сфалеритом. Карбонатизация достаточно интенсивно проявляется и среди руд. Практически все руды Табрата обогащены кальцитом, иногда замещающим некоторые силикатные минералы руд (пироксены и амфиболы).

ЛИТЕРАТУРА

1. Жариков В. А. Скарновые месторождения. В сб. «Генезис эндогенных рудных месторождений». «Наука», 1968.

2. Жариков В. А., Омельяненко Б. И. В сб. «Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов». «Недра», 1965.

3. Иванкин П. Ф. Морфология глубокоскрытых магматогенных рудных полей. Изд-во «Недра», 1970.

4. Калинин Д. В. Гидротермальные реакции плагиоклаза. II. Реакции с образованием пироксенов. Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, т. 4. Изд-во СО АН СССР, 1965.

5. Калинин Д. В. Гидротермальные реакции плагиоклаза с растворами хлоридов в приложении к скарнированию алюмосиликатных пород. Докл. АН СССР, т. 167, № 4, 1966.

6. Князев Г. Б. О некоторых особенностях Табратского железорудного месторождения. В сб. «Материалы по минералогии, петр. и полезн. ископ. Зап. Сибири и Красноярского края», вып. 2, 1964.

7. Князев Г. Б. О некоторых вопросах генезиса пироксеновых и апатит-пироксеновых жил. В сб. «Материалы по минералогии, петр. и полезн. ископ. Зап. Сибири и Красноярского края». Изд-во Томского ун-та, вып. 3, 1965.

8. Князев Г. Б. Дашкесанит и процесс дашкесанитизации на Табратском железорудном месторождении. Тр. Томского ун-та, т. 186, 1966.

9. Князев Г. Б. Интрузивный магматизм Таят-Табратского района и связь с ним контактово-метасоматического железного оруденения. Тезисы совещания «Петрология и металлогения базитов». Москва, АН СССР, ИГЕМ, 1968.

10. Князев Г. Б. Осветленные эпидотовые породы Табратского магнетитового месторождения. Тезисы конференции молодых ученых и специалистов г. Томска. Изд-во Томского ун-та, 1968.

11. Князев Г. Б., Летувнинкас А. И. К вопросу о зональности и стадийности контактово-метасоматических магнетитовых месторождений. В сб. «Вопросы геологии и географии». Изд-во Томского ун-та, 1971.

12. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1955.

13. Коржинский Д. С. Общие закономерности постмагматических процессов. Сб. «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании». «Наука», 1966.

14. Поляков Г. В., Федосеев Г. С. Интрузивные комплексы Таят-Табратской группы железорудных месторождений (Восточный Саян). В сб. «Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области». Изд-во СО АН СССР, 1963.

15. Поспелов Г. Л. О морфогенетической зональности интрузивов. В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960.

ТРУДЫ ТОМСКОГО ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА им. В. В. КУЙБЫШЕВА

Том 239 1976

О ХАРАКТЕРЕ РИТМИЧНОСТИ КАРБОНАТНЫХ ФЛИШОИДНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ КАМЕНСКОЙ СВИТЫ

(Восточный Саян)

Г. Я. МАКАРОВ

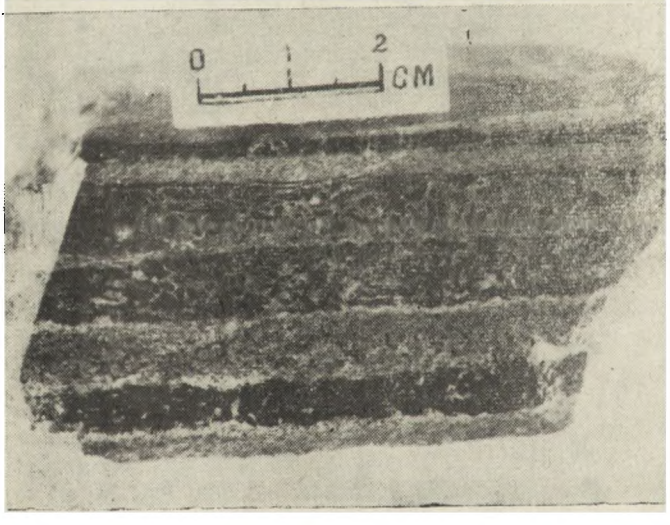
Настоящая статья основана на результатах исследований, проведенных нами в 1965—1969 гг. в верховьях рек Кан и Пезо в центральной части Восточно-Саянского (Дербинского) антиклинория, сложенного протерозойскими метаморфическими породами дербинской серии, разделяемой нами снизу вверх на дербинскую, каменскую, кальтинскую и киторминскую свиты. Следует оговориться, что нашими работами и исследованиями на сопредельных территориях установлено, что в осевой части антиклинория выходят более молодые, а на периферии более древние толщи, т. е. установлено синклинорное внутреннее строение этой региональной структуры. Породы дербинской серии претерпели метаморфизм амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации. Они обычно смяты в напряженные изоклинальные (иногда опрокинутые) складки, прорваны большим количеством разновозрастных интрузий, разбиты многочисленными дизъюнктивными нарушениями. Все это чрезвычайно затрудняет геолого-съемочные работы и стратиграфические исследования, что приводит к большому разнобою в толковании геологического строения и геологической истории региона. В этих условиях актуальными задачами являются: выделение толщ, могущих быть маркирующими при региональных стратиграфических и структурных построениях, определение надежных критериев для выяснения характера залегания пород (нормальное или опрокинутое), поиски признаков первичноосадочных структур и текстур и, наконец, выявление палеофациальных условий формирования осадков дербинской серии.

Для решения поставленных задач наиболее подходящим объектом исследования является выделенная А. А. Савельевым (1960) каменская свита. Во-первых, ввиду специфичности состава (мраморы, кальцифиры, биотит-амфибол-кальцитовые сланцы, кальцитсодержащие амфиболиты и т. д.) и структурно-текстурных особенностей (ритмичность, флишоидность), а также благодаря хорошей выдержанности по простиранию она на фоне монотонных существенно карбонатных подстилающих и перекрывающих свит дербинской серии является надежным региональным маркером. Во-вторых, изучение флишевых ритмов дает геологу ключ для определения характера залегания. И, наконец, в третьих, само определение каменской свиты как флишоидной указывает на первично-осадочный генезис полосчатости в метаморфических породах и освещает фациальные условия накопления ее первичных осадков.

В своих исследованиях мы опирались на опыт А. А. Савельева (1960), который изучал каменскую свиту в бассейне р. Каменки в 150 км

восточнее района наших работ. Этот автор за основу принял методику Н. Б. Вассоевича (1948), разработанную для мезо-кайнозойских флишевых толщ. Мы также принимаем эту методику с сохранением терминологии и условных обозначений Н. Б. Вассоевича (слоистость, ритм, элемент ритма, флишевая гамма и т. д.).

Главной особенностью, определяющей все остальные признаки каменской свиты, является ритмичность, проявляющаяся в правильном чередовании нацело сложенных кальцитом мраморов с кальцифирами (силикатно-карбонатными породами) и различными кристаллическими сланцами. Наибольшим распространением пользуется однотипная (правильная, неизменчивая) ритмичность, при которой внутри чередующихся слоев не происходит существенных изменений вещественного состава и структурно-текстурных особенностей от подошвы к кровле (фиг. 1). Реже встречается изменчивая (вариабельная) ритмичность, для которой характерна закономерная смена пород от подошвы к кровле внутри циклично чередующихся слоев (фиг. 2, 3). Часто в одном обнажении и даже в одном образце (фиг. 1) в одних слоях абсолютно незаметно смены пород от подошвы к кровле, в других — она проявляется совершенно отчетливо. Нас будет интересовать прежде всего изменчивая ритмичность, определяющая флишоидность каменской свиты.



Фиг. 1. Ритмичность, обусловленная переслаиванием амфиболитов (темные слои) с кварц-карбонатными сланцами (светлые слои). Четвертый снизу слой, в котором наблюдается постепенное увеличение содержания роговой обманки и уменьшение карбонатности от подошвы к кровле, является нормальным неполным ритмом. Остальные слои иллюстрируют правильную неизменчивую ритмичность

Изменчивая (вариабельная) ритмичность, по мнению Н. Б. Вассоевича, является главной особенностью флиша. Она заключается «в закономерной смене пород, в образовании их сочетаний, построенных по одному принципу. Начинается каждый ритм, как правило, зернистой породой и при этом наиболее грубой, затем следуют пелитоморфные породы сначала более карбонатные, затем менее. Ритм иногда заканчивается неизвестковистой глиной» (1948, стр. 96). В каменской свите основание ритма обычно сложено кальцитом и мелкими зернами квар-

ца. Выше происходит некоторое увеличение содержания кварца при уменьшении размера его зерен и постепенное уменьшение карбонатности за счет увеличения содержания биотита и амфибола. Кровля ритма иногда нацело сложена роговой обманкой (фиг. 3). По-видимому, флишоидные породы каменской свиты возникли при метаморфизме карбонатной флишеподобной толщи, в которой на определенных интервалах разреза ритмичность была сходна с ритмичностью, характерной для классического флиша. Из карбонатной части ритма образовались мраморы, из мергелистой — кальцифиры, кварц-биотит-амфибол-карбонатные, кварц-амфибол-карбонатные и другие сланцы, из глинистой — амфиболиты.

Как известно, для флишоидных толщ характерна ритмичность различных порядков: элементарные ритмы, группируясь, образуют ритми-

Фиг. 2. Границы двух нормальных ритмов Подошва ритма сложена существенно карбонатным материалом; по направлению к кровле наблюдается постепенное увеличение содержания роговой обманки. Размер зерен обломочного кварца в подошве ритма — 0,03—0,05 мм, в кровле — 0,01—0,03 мм

чески повторяющиеся пакеты ритмов; пакеты ритмов снова группируются и т. д. Наиболее четко эту особенность флишевых толщ сформулировал И.-А. Вылцан (1967), который на основе изучения осадочных серий Горного Алтая выделяет следующие элементы ритмичности: элементарный ритм, ритмогамма, ритмосерия, ритмогоризонт, ритмопачка, ритмоподсвита, ритмосвита и ритмокомплекс. Стратиграфическими эквивалентами этих подразделений, по мнению И. А. Вылцана, являются: пласт, пакет, надпакет, горизонт, отдел (серия), система. Для каменсвой свиты также характерна полиритмичность. Ритмичность низших порядков (элементарные ритмы, ритмогаммы, ритмосерии) часто удается наблюдать непосредственно в обнажениях (фиг. 4). Ритмичность более высоких порядков превосходит объем каменской свиты и потому не улавливается. Существенных изменений ритмичности в каменской свите по латерали и вертикали не наблюдается. Представление о ритмичности свиты в целом можно получить из приводимого ниже описа-

ния, сделанного нами в правом борту ручья Платоновского (левый исток Поперечной Янготы), где в непрерывном скальном обнажении на 350—400 м вскрывается по простиранию пачка падающих на северо-восток мраморов и сланцев верхов каменской свиты. Нормальное залегание пород здесь не вызывает сомнений (общая геологическая ситуация, пологие (15—20°) углы падения, периклинальные замыкания в примыкающих структурах и т. д.). Внутри пачки мы выделили горизонт мощностью 3 м, мельчайшие детали внутреннего строения которого протягиваются через все обнажение. Ниже приводится его послойное описание по методике Н. Б. Вассоевича. При этом из описания будут исключены детали (однотипные ритмы и т. д.), которые можно изобразить графически (фиг. 5).

Р-1 a_1 — мрамор светло-серый мелкозернистый неяснополосчатый. Под микроскопом сложен гранобластовым агрегатом зерен кальцита, между которыми рассеяны мелкие (0,07—0,15 мм) округлые зерна кварца (15%) и единичные зерна графита и пирита —0,8 см — I э. р.;

a_2 — сланец биотит-карбонатный серый мелкозернистый тонкополосчатый. Под микроскопом обладает лепидогранобластовой структурой и полосчатой текстурой. Сложен мелкими (0,3—0,5 мм) полигональными анизодиаметричными зернами кальцита (65%), между которыми включены листочки биотита (15—20%), мелкие (0,03—0,1 мм) округлые зерна кварца (10—15%) и единичные зерна пирита и графита. Содержание биотита постепенно увеличивается от подошвы к кровле слоя —1,2 см —II э. р.;

Р-2 a_3 — мрамор типа a_1 —0,6 см —I э. р.;

a_4 — сланец кварц-биотит-амфиболовый. Сходен со сланцами a_2 .Отличается присутствием роговой обманки, содержание которой резко увеличивается к кровле слоя (до 20%) — 2,0 см — II э. р.;

Р-3 a_5 — мрамор типа a_1 —5,0 см —I э. р.;

a_6 — сланцы биотит-амфибол-карбонатные; отличаются от сланцев a_3 четкой полосчатостью, обусловленной чередованием существенно амфиболовых слойков мощностью 0,5—0,7 см с карбонатными слойками мощностью 0,1—0,15 см — 4 см —II э. р.;

a_{16} — мрамор светло-серый среднезернистый неяснослоистый биотитовый —12 см;

a_{17} — амфиболит темно-серый среднезернистый массивный. Порода сложена роговой обманкой, промежутки между зернами которой заняты тонкозернистым кварц-карбонатным агрегатом —0,4 см;

a_{20} — мрамор светло-серый среднезернистый массивный слабо графитистый с редкими мелкими включениями пирита — 2,0 см;

a_{21} — ритмичное переслаивание светло-серых среднезернистых мраморов и темно-серых среднезернистых амфиболитов типа a_{17} мощность слоев первых 0,3—0,5 см, вторых —0,7—1,0 см. Каких-либо изменений вещественного состава внутри слоев от подошвы к кровле не наблюдается —50 см;

Р-10 a_{24} — мрамор типа a_1 —5 см —I э. р.;

a_{25} — биотитовый мрамор типа a_{16} с тонкими (1—2 мм) прослоями биотитовых сланцев и амфиболитов —1,6 см —II э. р.;

a_{26} — амфиболит типа a_{17} —0,8 см —III э. р.;

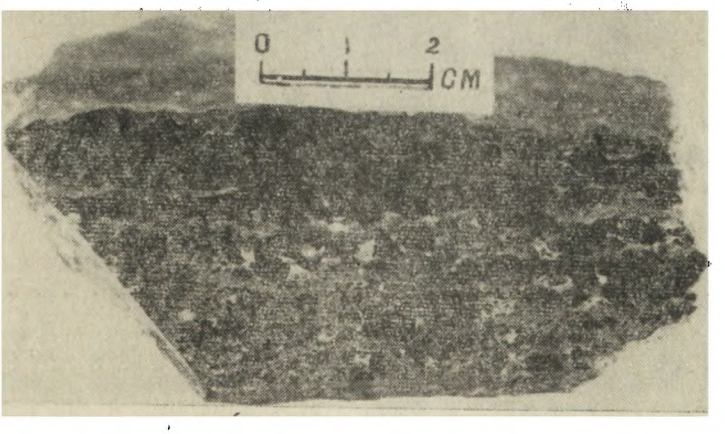
Р-11 a_{27} — биотитовый мрамор типа a_{16} —1,5 см —I п. э. р.;

a_{28} — мрамор типа a_1 —1,5 см —I п. э. р.;
a_{29} — биотит-амфибол-карбонатный сланец типа a_2 —1,8 см — II э. р.;
a_{30} — амфиболит темно-серый среднезернистый массивный почти нацело сложенный роговой обманкой —1,4 см —III э. р.

Р-15 a_{39} — сланец кварц-амфиболовый темно-серый мелкозернистый тонкополосчатый —2 см —I п. э. р.;
a_{40} — мрамор типа a_{16} —6 см —I п. э. р.;
a_{41} — сланец биотит-амфибол-карбонатный типа a_2 —1 см — II э. р.;

Р-16 a_{42} — мрамор типа a_1 —35 см —I п. э. р.;
a_{43} — мраморы типа a_1 с тонкими прослоями амфибол-карбонатных сланцев —2 см —I п. э. р.;
a_{44} — сланцы биотит-амфибол-карбонатные типа a_6 2 см —II э. р.;
a_{45} — амфиболит типа a_{17} —3 см —III э. р.

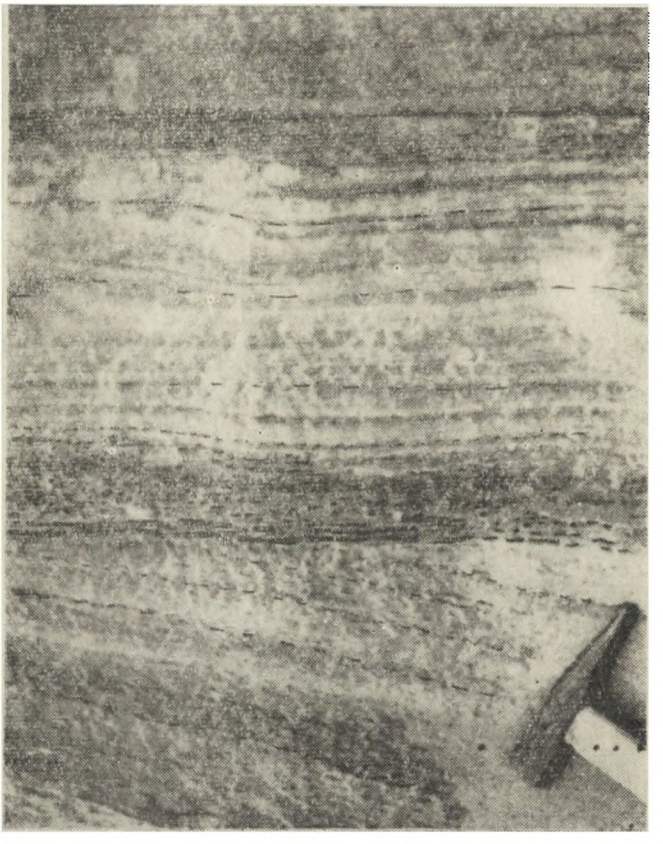
Из описания видно, что горизонт сложен весьма ограниченным набором пород, который, кстати, является типовым набором каменской свиты в целом (в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма). В приведенной флишевой гамме можно различить следующие типы ритмов (по классификации Н. Б. Вассоевича): полные типа B — ритмы 10 и 11, полные типа C — ритмы 16 и 17 (всего 4); неполные типа E — ритмы 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 9 и 14, неполные типа F — ритм 12, неполные типа G — ритм 8 (всего 10); обращенные типа N — ритмы 13 и 14. Слои 9, 16, 17, 20 и 21, в которых никаких признаков флишоидных переходов не проявляется, иллюстрируют правильную (неизменчивую) ритмичность внутри описанного горизонта. В данном случае два обращенных ритма на фоне общего преобладания во флишевой гамме нормаль-



Фиг. 3. Третий элемент нормального ритма, представленный темно-серым среднезернистым биотит-карбонат-амфиболовым сланцем. В мелкозернистой, существенно карбонатной основной ткани включены порфиробласты роговой обманки, содержание которой явно увеличивается по направлению к кровле ритма

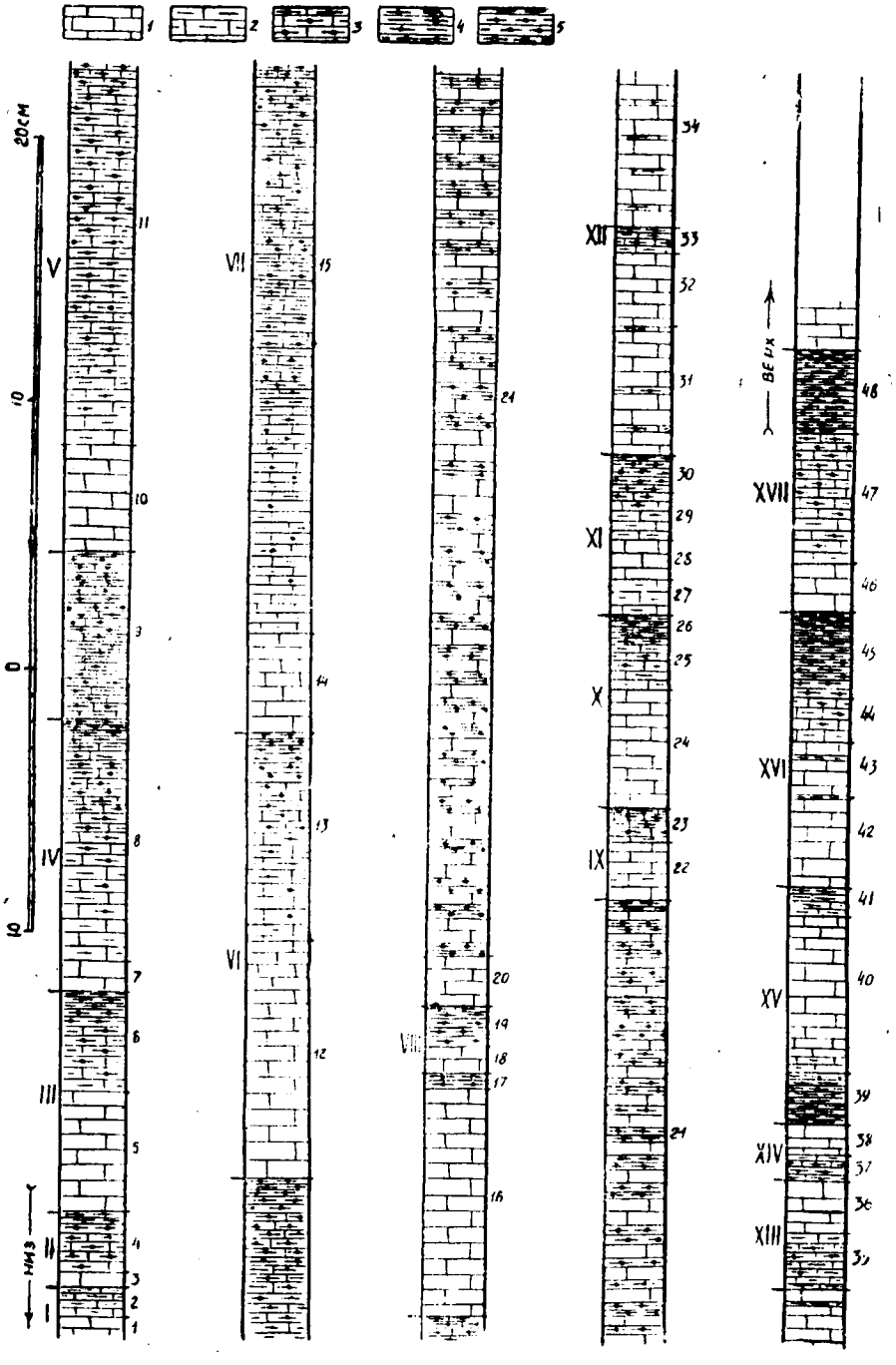
ных ритмов не могут повлиять на результаты определения характера залегания. Возможно даже, что они являются недоразвитыми нормальными ритмами, так как по своему характеру очень похожи на нижнюю часть нормального ритма Р-15 (фиг. 5), в котором наблюдается посте-

пенное увеличение карбонатности от подошвы к средней части, а далее по направлению к кровле происходит уменьшение карбонатности за счет увеличения содержания биотита и роговой обманки. Однако, по данным А. А. Савельева, обращенная ритмичность в каменской свите распространена весьма широко, и для определения характера залегания этот исследователь рекомендует (1960), кроме макроскопических наблюдений в обнажениях, проводить петрографические исследования ориентированных шлифов. В этой связи рассмотрим вкратце, как проявляется ритмичность пород каменской свиты под микроскопом.



Фиг. 4. Границы между двумя флишевыми ритмогаммами (темная полоса в центральной части снимка). Верхняя ритмогамма залегает с «размывом» на нижней, что фиксируется слабо выраженным «угловым несогласием» между слоями в верхней и нижней ритмогаммах

На первых порах мы вслед за А. А. Савельевым предполагали, что размер зерен кварца в метаморфических породах каменской свиты должен соответствовать размеру зерен первичных осадков, а его распространение в ритме должно подчеркивать флишоидность (уменьшение содержания от подошвы к кровле). Однако выяснилось, что кварц не может служить главным индикатором осадконакопления флишевых пород каменской свиты. Во-первых, четкой закономерности в его распределении в ритме не наблюдается, во-вторых, размер его зерен в значи-



Фиг. 5. Характер проявления ритмичности в каменской свите. Колонка составлена в соответствии с приведенным в тексте послойным описанием:
1 — существенно кальцитовые мраморы; *2* — мраморы с биотитом; *3* — мраморы с роговой обманкой; *4* — биотит-роговообманковые сланцы; *5* — амфиболиты. I—XVIII (слева от колонки) номера ритмов; 1—48 (справа от колонки) номера слоев (элементов ритмов), соответствующие α_1—α_{48} в тексте .

тельной степени зависит от перекристаллизации и, наконец, в-третьих, он на фоне карбонатной массы макроскопически совершенно не диагностируется. Тем не менее на основании изучения большого количества шлифов нами установлено, что содержание кварца, как правило, увеличивается по направлению к кровле ритма, а размер его зерен при этом уменьшается от 0,03—0,05 мм до 0,01—0,03 мм.

Гораздо лучше ритмичность подчеркивают роговая обманка и биотит, содержание которых четко увеличивается от подошвы к кровле. Третий элемент ритмов часто сложен кальцитосодержащими амфиболитами, в которых обычно хорошо проявляется уменьшение карбонатности от подошвы к кровле (фиг. 3) и которые дают четкую границу с подошвой следующего ритма (фиг. 2).

Первичные флишоидные осадки каменской свиты, судя по размеру зерен обломочного кварца, отличались тонкой зернистостью. Однако размер зерен кварца очень мало меняется (от 0,01—0,03 мм в кровле до 0,03—0,05 мм в основании) при сильном изменении вещественного состава (от глинистого до карбонатного). Это указывает на несоответствие размера зерен кварца размеру зерен первичных осадков. Подобное обстоятельство можно объяснить удаленностью источников кварца от участков седиментации. По аналогии с толщами, описанными Н. Б. Вассоевичем (1948), мы предполагаем, что первый элемент ритма был представлен известковистым алевритом, второй — мергелистым алевропелитом, третий — аргиллитом.

Выводы

1. Специфичность вещественного состава и своеобразие структурно-текстурных особенностей пород каменской свиты позволяют выделить ее в качестве надежного регионального маркера при стратиграфических, структурных и палеофациальных исследованиях.

2. Полосчатость слагающих свиту пород соответствует слоистости первичных флишоидных и флишеподобных отложений. Поэтому при исследованиях каменской свиты применимы некоторые методики, разработанные для осадочных толщ.

3. Флишевый набор каменской свиты в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма представлен мраморами биотит-амфибол-карбонатными сланцами и кальцитосодержащими амфиболитами, которые соответствуют известковым, глинисто-известковистым (мергелистым) и глинистым первичным осадкам.

4. В каменской свите преобладает нормальная ритмичность, указывающая на прогрессивный характер седиментации; обращенная ритмичность проявляется очень неотчетливо и ее присутствие не может считаться доказанным.

5. Анализ ритмичности позволяет судить о нормальном или опрокинутом залегании пород каменской свиты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вассоевич Н. Б. Флиш и методика изучения. Гостоптехиздат. Л.—М., 1948.

2. Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. Гостоптехиздат, Л.—М., 1951.

3. Вылцан И. А. К вопросу о соотношении ритмов различных порядков и их стратиграфических эквивалентов. «Геология и геофизика», № 11, 1967.

4. Савельев А. А. Флишевые отложения нижнего протерозоя западной части Восточного Саяна. Тр. лаборатории геологии докембрия АН СССР, вып. II, 1960.

ТРУДЫ ТОМСКОГО ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА им. В. В. КУЙБЫШЕВА

Том 239 1976

ТЕРМОЛЮМИНЕСЦЕНЦИЯ АПАТИТА ИЗ ИНТРУЗИВНЫХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

В. К. ЧИСТЯКОВ

Термолюминесцентный анализ, как один из новейших методов исследования горных пород и минералов, получает в настоящее время все более широкое применение. Однако, как отмечают многие исследователи (Ракчеев, 1962; Овчинников, Максенков, 1963; Таращан, 1968), интенсивность термолюминесценции зависит от многих факторов, что значительно затрудняет использование ее для решения различных геологических задач. Выяснению влияния некоторых факторов на термолюминесценцию апатита и возможностей использования ее для решения различных геологических вопросов и посвящено настоящее сообщение.

Апатиты для исследования были отобраны из метаморфических и интрузивных пород Алтае-Саянской складчатой области. Наиболее детально изучены апатиты следующих геологических образований:

1. Тебинский комплекс, сложенный в основном габбро и габбро-диоритами с четко проявляющимися гнейсовидными и полосчатыми текстурами. По возрастному положению многими исследователями относится к архею.

2. Томский интрузивно-метаморфический комплекс, состоящий из гранитов, гранитогнейсов, гнейсогранитов, мигматизированных амфиболитов, мигматитов, плагиогранитов, пегматитов. Возраст пород этого комплекса трактуется различно от PR до G_1.

3. Порожинский комплекс, сложенный в основном крупнозернистыми и среднезернистыми порфировидными микроклиновыми гранитами. Возраст этого комплекса является дискуссионным от PR до $Д_2$, причем все исследователи его единодушны в том, что он моложе основной массы пород Томского комплекса.

4. Большереченский габбро-диоритовый комплекс, сложенный в основном различными разностями габбро, габбро-диоритов. Незначительным развитием здесь пользуются и диориты. Возраст этого комплекса определяется в более узких пределах, чем предыдущих — G_3—0.

5. Мустагский комплекс, сложенный нормальными и щелочными гранитами. В небольшом количестве здесь встречаются диориты, гранодиориты, плагиограниты, габбро. Возраст пород его определяется различными исследователями от G_2 до $Д_2$.

6. Кондомский габбро-сиенитовый комплекс, сложенный в основном. сиенитами. В небольшом количестве здесь встречаются габбро, габбро-диориты и диориты. Возраст определяется от G_2 до $Д_2$.

7. Тельбесский гранитоидный комплекс. По составу является очень пестрым. Широко развиты биотитовые, биотит-роговообманковые граниты, гранодиориты, адамеллиты. В меньших количествах встречаются диориты, габбро-диориты, плагиограниты, микроклиновые граниты, сиениты. Возраст трактуется различно от 0 до $Д_2$.

8. Каратагский комплекс субщелочных гранитов, сложенный в основном микроклиновыми гранитами. В небольших количествах встречаются микросиениты и нормальные граниты. Возраст $Д_2$. Кроме этих комплексов исследованы Ташелгинский, Кыйтензасский, Мастакольский, Чернотазовский, Кизесский и др. массивы габбро-диоритовых пород; Кия-Шалтырский, Горячегорский, массивы щелочных пород. Сарлыкский, Тыгертышский, Лосино-Каменский и др. массивы гранитных и гранитоидных пород и различные породы дайковой фации, связанные с этими комплексами и массивами, а также метаморфические и метаморфизованные породы, в которых эти комплексы и массивы залегают. Для сравнения была также изучена термолюминесценция апатита из метаморфических пород Слюдянки (Журавель, Серебрянников, 1968), Ошурковского массива в Забайкалье (Андреев, 1968) и Хибинского месторождения.

Исследования термолюминесценции проводились на установке, собранной на кафедре минералогии Томского госуниверситета. Нагревание осуществлялось до 430°С. Скорость нагревания постоянна и равна 15°С в минуту. При определении интенсивности термолюминесценции использовались пробы весом от 1 до 200 мг. Опыты по определению термолюминесценции (ТЛ) одного образца апатита из различных навесок показали прямо пропорциональное увеличение высоты и площади пика и усиление разрешающей способности (появление пиков различных порядков) с увеличением величины навески. Получение заметных по величине пиков различных порядков для большинства проб достигалось при величине навески в 10 мг, которая и была принята при определении основной массы проб. Выбор такой относительно небольшой навески диктуется также и трудностью получения мономинеральных фракций апатита большого веса из многих интрузивных пород. В том случае, если величина навески была меньше или больше этой оптимальной величины, интенсивность термолюминесценции[1]) таких проб пересчитывали на навеску в 10 мг.

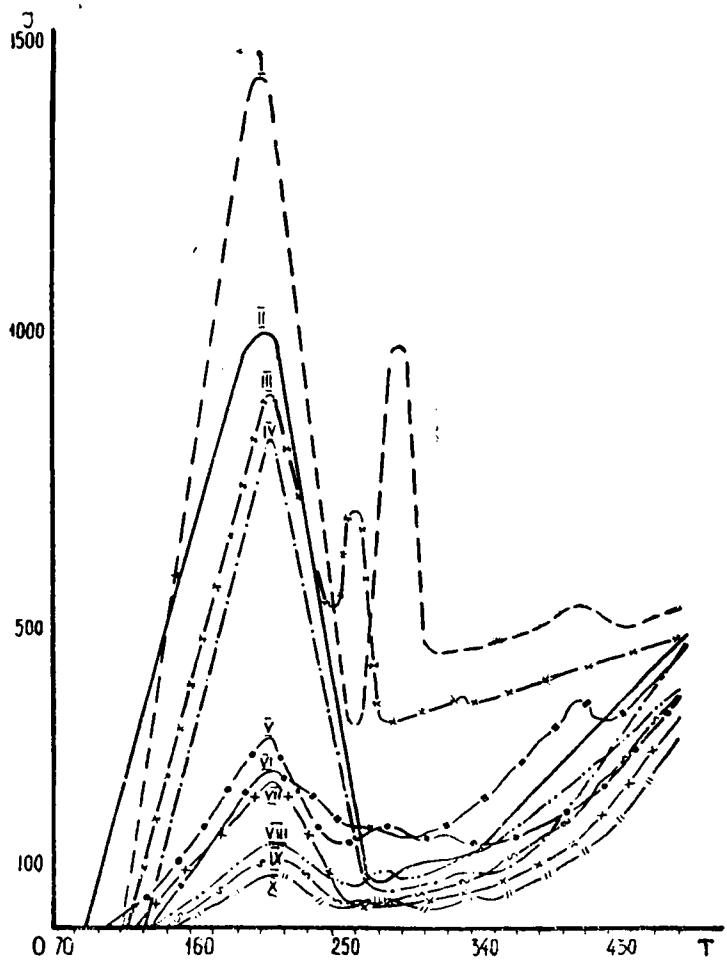
Наряду с величиной навески заметное влияние на интенсивность термолюминесценции оказывает величина зерен (Овчинников, Максенков, 1963). С целью проверки этого влияния была выполнена серия опытов, показывающая, что уменьшение размеров зерен апатитов в два раза увеличивает интенсивность термолюминесценции на 20—25%. Однако такое увеличение устойчиво проявляется для тех фракций, которые были получены рассеиванием апатитового концентрата протолочек без дробления. Дробление относительно крупных (0,55—0,25 мм) фракции апатита до размеров 0,14—0,07 мм в одних пробах увеличивает интенсивность термолюминесценции на 15—25% в других, наоборот, наблюдается некоторое уменьшение ее. Нами в основном использовались фракции размером 0,14—0,07 мм. В том случае, если величина зерен в пробе была больше или меньше, чем размер зерен в этой фракции при окончательной оценке пика термолюминесценции, вводилась соответствующая поправка.

---

[1]) Под интенсивностью термолюминесценции понимается общая сумма величин пиков.

Природная термолюминесценция

Исследование природной термолюминесценции 312 апатитов показывает, что для большинства из них наиболее типичны среднетемпературные пики 190—200°С (II), реже высокотемпературные — 280—320°С (III) и очень редко встречаются низкотемпературные — 100—

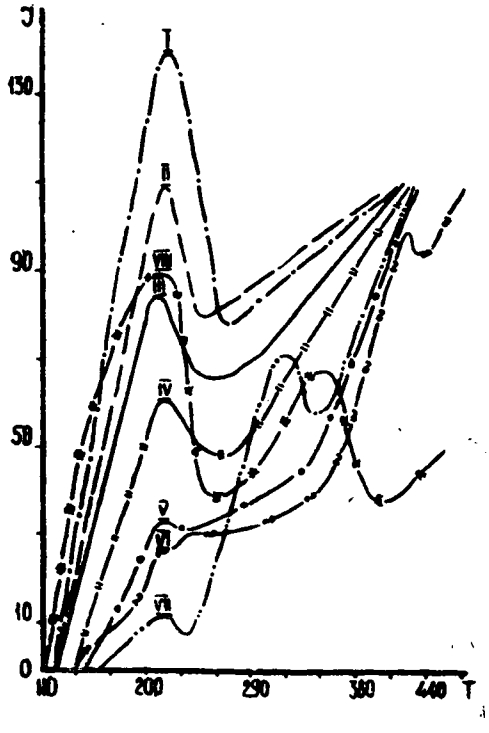


Фиг. 1. Кривые термолюминесценции апатита интрузивных и ультраметаморфических комплексов, отдельных массивов и разновидностей пород Кузнецкого Алатау (построены по средним значениям): I — томский комплекс; II — терсинские амфиболиты; III — фельдшпатолиты Ташелгинского рудного поля; IV — Порожинский массив; V — альмандиновые роговики Ташелгинского рудного поля; VI — Сарлыкский массив; VIII — мустагский комплекс; IX — пегматиты; X — кондомский комплекс

110°С (I) и высокотемпературные 400—420°С (IV) пики (фиг. 1). В связи с этим в дальнейшем рассматриваются в основном только особенности использования для различных целей среднетемпературного пика.

По средним значениям интенсивности этого пика и конфигурации кривых термолюминесценции все изученные геологические образования разделены на две группы (фиг. 1, 2).

К первой группе относятся породы Томского, Порожинского, Тебинского, Кондомского, Мустагского комплексов, Сарлыкский массив и различные метаморфические и метасоматические образования, ассоциирующие с этими комплексами и массивами — альмандиновые роговики, терсинские сланцы, конжинские амфиболиты и сланцы и др. Кривые термолюминесценции апатита из всех этих образований характеризуются четко выраженными пиками высокой интенсивности[2]) (фиг. 1).



Фиг. 2. Кривые термолюминесценции апатита из интрузивных комплексов и отдельных массивов пород (построенные по средним значениям): I — микроклиновые сиениты и граниты Лосиного Камня; II — диориты Алгуйского месторождения талька; III — Каратагский комплекс; IV — Тельбесский комплекс; V — Большереченский комплекс; VI — нефелиновые породы Кия-Шалтырского месторождения и г. Горячей; VII — Ташелгинский массив; VIII — Ошурковский массив

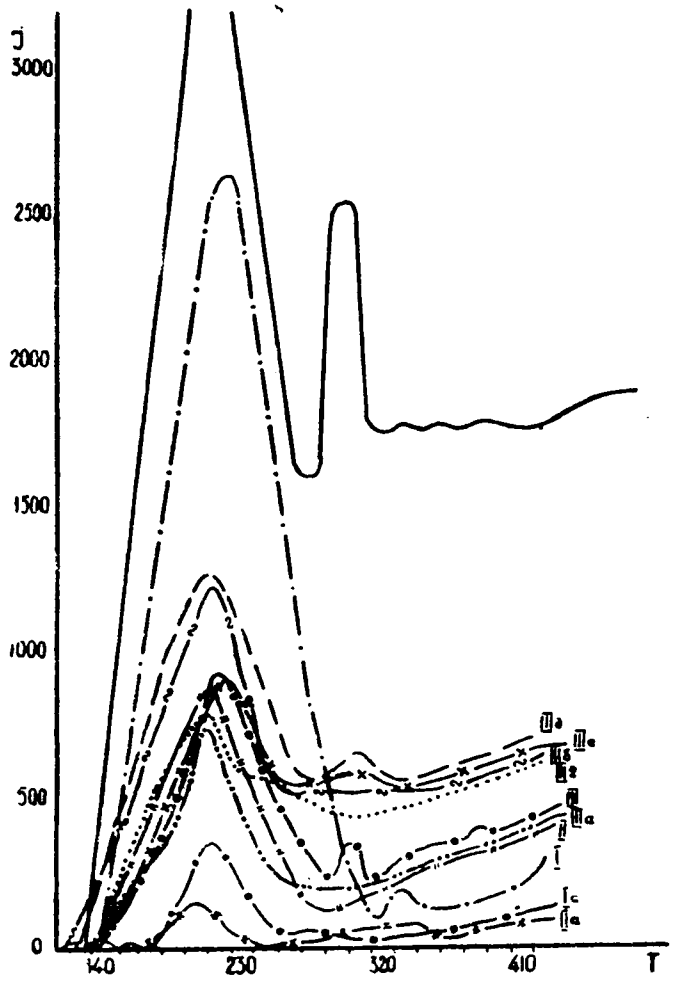
К второй группе относятся породы Большереченского, Тельбесского, Тыгертышского, Каратагского, Кийского комплексов, а также Ташелгинский, Кыйтензасский, Алгуйский, Лосино-Каменский массивы (фиг. 2). Кривые термолюминесценции пород этой группы характеризуются наличием слабо выраженных среднетемпературных пиков или отсутствием их. В последнем случае наблюдается постепенное увеличение термолюминесценции без заметных пиков. Наряду с тем, что по данным термолюминесценции апатита хорошо видны отличия между группами комплексов, по ним возможно также выделять отдельные комплексы и более мелкие подразделения в составе их. Так среди Томского комплекса по средним значениям интенсивности термолюминесценции достаточно четко подтверждается проведенное ранее разделение этого комплекса на сливенские граниты, лужбинские и котасские гнейсы и др. (Монич, 1939). Кроме них выделяется еще целый ряд групп пород (фиг. 3). Несколько в менее широких пределах изменяется термолюминесценция апатита в породах Порожинского и Тебинского комплексов, где по интенсивности ее ясно выделяется по две группы пород (фиг. 3).

В Тельбесском комплексе по интенсивности термолюминесценции апатита выделяются три группы пород, соответствующие фазам внедрения этого комплекса, причем наивысшее значение ее имеет апатит молодой фазы.

---

[2]) Под интенсивностью пика понимается его величина.

Среди других пиков термолюминесценции наиболее часто появляется пик 320°С (III), интенсивность которого изменяется в широких пределах, причем величина отношения интенсивностей термолюминесценции пиков II к пикам III колеблется от 0,1 до 8, изменяясь в среднем для



Фиг. 3. Кривые термолюминесценции апатита из ультраметаморфических комплексов и вмещающих их пород (построены по средним значениям).

Томский комплекс. I — среднезернистые порожинские граниты; Iа — пегматоидные порожинские граниты; II — метасоматические тебинские габбро-диориты; II*а* — ультраметаморфические тебинские габбро-диориты; III — сливенские граниты; III*а* — лужбинские граниты; III*б* — мигматиты и мигматизированные амфиболиты; III*б* — мигматиты Ташелги с магнетитом; III*г* — плагиограниты и пегматоидные граниты в мраморах: Терсинская свита. III*д* — амфиболиты в мраморах. Конжинская свита. III*е* — амфиболиты и амфиболовые сланцы

большинства изученных апатитов в пределах от 2 до 5. Более низкие и высокие значения этого отношения являются редкими.

13. Заказ 8045.

Искусственная термолюминесценция

После исследования природной термолюминесценции прокаленные пробы подвергались облучению γ-лучами с помощью Co^{60}. Облучение осуществлялось на источниках с интенсивностью 200 и 1000 рентген. Какой-либо зависимости между интенсивностью источника облучения и величиной термолюминесценции не установлено. Облученные на первом и на втором источниках одинаковыми дозами γ-лучей апатиты не имеют отличий по интенсивности термолюминесценции и количеству пиков.

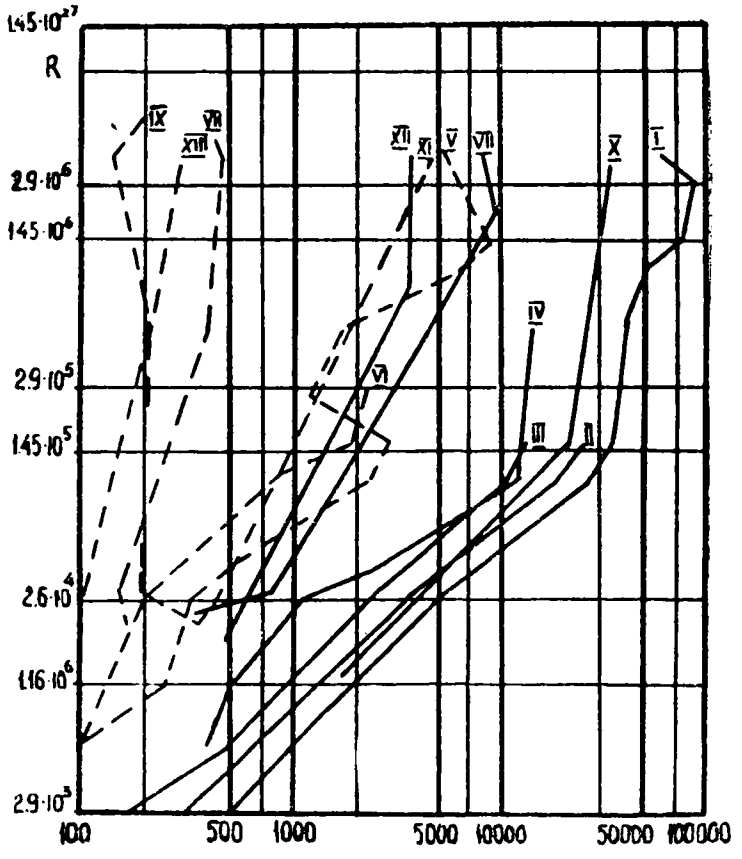
Влияние дозы облучения на различные апатиты в общем одинаково. До определенных пределов пики I и II увеличивают интенсивность прямо пропорционально увеличению дозы облучения. Затем она растет гораздо медленнее, наконец, после достижения определенного предела интенсивность термолюминесценции начинает уменьшаться (фиг. 4). При этом, если для пика II эта зависимость четко проявляется независимо от времени после облучения проб (фиг. 4, кривые I, II, III, IV, X), то для пика I она лучше видна только по истечении некоторого продолжительного промежутка времени (фиг. 4, кривые V, VI). Аналогично с этим изменяется и интенсивность пика III, хотя здесь менее выражена пропорциональная зависимость интенсивности от дозы облучения. Не устанавливается никакой закономерной связи между дозой облучения и интенсивностью высокотемпературного пика (IV).

Наряду с отмеченными выше общими особенностями изменения интенсивности термолюминесценции апатитов от дозы радиации обращает на себя внимание и индивидуальность проявления этих особенностей для каждого конкретного образца. Казалось бы, что апатиты, отобранные из одинаковых пород в одном массиве, иногда всего в 1 м друг от друга, и обладающие одинаковой природной термолюминесценцией, должны вести себя при облучении совершенно аналогично, но этого, как правило, не наблюдается.

Значительный интерес представляет изучение зависимости между интенсивностью природных пиков термолюминесценции и аналогичными пиками этих образцов, полученными после облучения их одной и той же дозой радиации. Эта зависимость обычно прямая, то есть чем выше интенсивность природной термолюминесценции, тем больше и величина искусственной. Однако какой-либо закономерной связи между ними не существует. Отношение их для пика II изменяется в широких пределах. Из табл. 1 видно, что при дозе облучения $2{,}4 \cdot 10^4$ рентген (р) оно изменяется от 1 до 20, а при дозе в 6 раз большей ($1{,}44 \cdot 10^5$ р) от 2 до 153, причем в последнем случае преобладают всегда значения больше 20. Для пика I это отношение всегда в 6—30 раз больше, чем для пика II, а для пика III, наоборот, в 6—15 раз меньше. Обращает на себя внимание тот факт, что после облучения заметно снижается разница между интенсивностью пиков термолюминесценции апатита, отобранного из одного массива пород. Интенсивность природных пиков термолюминесценции апатита из проб 7399 и 892 отличается в 24,4 раза, а из проб 1948 и 5122 в 3 раза. После облучения их дозой в $1{,}44 \cdot 10^5$ рентген первая пара апатитов отличается друг от друга в 2 раза, а вторая почти не отличается (табл. 1).

Л. Н. Овчинников и В. Г. Максенков (1963) на примере ряда минералов показали, что интенсивность пиков термолюминесценции быстро падает с течением времени. Наши данные по сравнению величины пиков I апатита и кальцита, облученных одинаковыми дозами γ-лучей (Co^{60}) показывают, что устойчивость пика I апатита в 8—20 раз выше, чем у кальцита.

Исследование устойчивости пиков термолюминесценции апатита, облученного различными дозами Υ-лучей, показывает, что в течение



Фиг. 4. Зависимость между дозой облучения в рентгенах (р) и интенсивностью термолюминесценции апатитов в условных единицах (J). I, II, III, IV, V, VI — апатиты мигматитов (обр. 892). I, II, III, IV— пик II с различной выдержкой после облучения: I — 15 мин.; II — 86 часов; III — 115 суток; IV — 340 суток; V, VI — пик с различной выдержкой после облучения; V — 15 мин.; VI — 86 часов. VII, VIII, IX — апатит гранодиоритов (образец 1933) 1 час после облучения; VII — пик II; VIII — пик III, IX — пик IV, X, XI — апатит мигматитов (обр. 80—82) 1 час после облучения. X — пик II. XI — пик I, XII, XIII — апатит диоритов (обр. 1) 1 час после облучения. XII — пик II; XIII — пик III

нескольких суток уменьшение величины пиков не зависит от дозы облучения. В дальнейшем величина пиков в пробах с большей дозой облучения изменяется медленнее, чем в пробах с меньшей дозой облучения (фиг. 5, кривые I и II).

Наряду с относительно закономерным уменьшением величины пиков термолюминесценции в зависимости от времени, прошедшего после облучения, нередко наблюдается и обратная зависимость, когда величи-

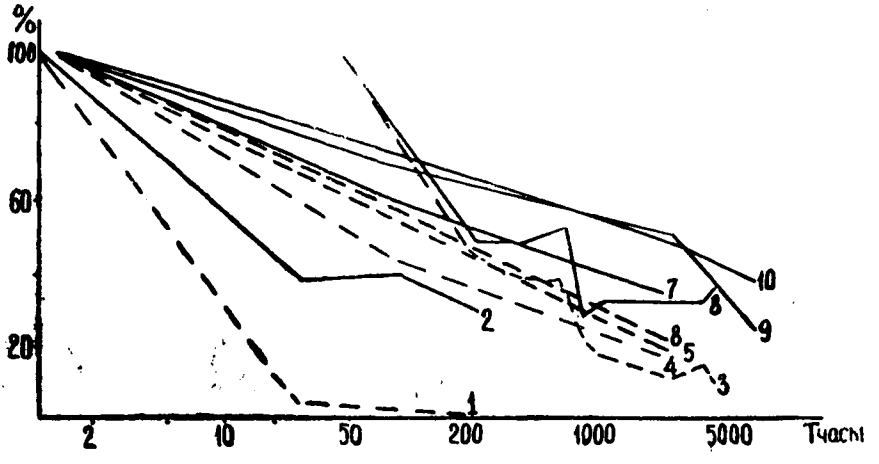
на отдельных пиков в течение некоторого промежутка времени возрастает, а величина других пиков уменьшается (фиг. 5, кривые 1, 2, 4, 5).

Таблица 1

Соотношение искусственной (ИТЛ) и природной (ПТЛ) термолюминесценции

№ п/п	№ образцов апатита	Природная пик II	Искусств. пик II	Соотношение ИТЛ/ПТЛ		
				I	II	III
1	892	250	5200		20,8	
2	100	8,4	9,0		1,06	
3	40—42	950	4100		4,3	
4	80—82	840	4820		5,7	
5	9209	37	606		16,3	0,7
6	7360	3200	10000		3,1	
7	1	40	564	86,6	14,0	0,9
8	65—91,5	168	566	70,0	3,3	0,5
9	892	250	23000		92,0	
10	7399	6100	47400		7,7	
11	5122	40	6085		152	
12	1948	120	6100		50,8	
13	2000	250	576		2,3	
14	65—91,5	168	1520	277	9,0	0,9
15	80—82	840	22400		26,0	

Примечание. 1—8 доза облучения $2{,}4\times10^4$ р; 8—15 доза облучения $1{,}5\times10^5$ р.



Фиг. 5. Кривые изменения величины пиков ИТЛ в зависимости от времени, прошедшего после облучения (в процентах от первого измерения, принятого за 100%)

Сплошная линия — пик 200—220° С, пунктирная линия — пик 90—100° С, 1, 2—кальцит, доза облучения—$1{,}4.10^5$ р; 3, 8—апатит 833, доза облучения—$2{,}4.10^4$ р; 4, 7 — апатит 892, доза облучения — $3{,}10^3$ р; 5, 10 — апатит 892, доза облучения — 6.10^3; 6, 9 — апатит 892, доза облучения — 3.10^4 р

Отмечено также увеличение разрешающей способности с течением времени. На кривых термолюминесценции, полученных через час после облучения, часто отсутствуют или слабо выражены пики III, IV. Если эти же пробы подвергнуты термовысвечиванию не через час, а через 4—20 часов, то пики III, IV будут четко выражены.

Некоторые общие особенности природной и искусственной термолюминесценции и причины, обусловливающие их

В первую очередь при исследовании природной термолюминесценции обращает на себя внимание крайне широкий диапазон изменений интенсивности пиков в массивах одновозрастных пород. Особенно это проявляется в массивах, принадлежащих Томскому ультраметаморфическому комплексу, где величина II пика изменяется от 7120 до 90 условных единиц, т. е. в 80 раз. Аналогично, в очень широких пределах изменяется интенсивность термолюминесценции и других пиков. В меньших пределах изменяется интенсивность термолюминесценции апатита из пород более молодых интрузивных комплексов. Здесь различия между минимальными и максимальными значениями достигает 200%. Такие большие различия между интенсивностью термолюминесценции апатита и других минералов в пределах массивов одновозрастных пород объясняется целым рядом причин, среди которых первостепенными являются: 1) величина радиоактивности породы, 2) время, прошедшее после образования минералов, 3) характер метаморфических преобразований минералов и времени, прошедшего после этого процесса, 4) состава минералов (в основном содержания отдельных элементов-примесей).

Наши наблюдения показывают, что основной причиной, обусловливающей большие различия интенсивности пиков термолюминесценции апатита в пределах одного массива, вызваны наложенными после образования пород процессами метаморфизма[3]). Все остальные причины являются следствием метаморфизма и в зависимости от степени и характера проявления его могут привести либо к повышению, либо понижению интенсивности термолюминесценции.

В общем случае воздействие метаморфизма на минералы заключается в разогревании пород, что приводит к высвечиванию части или всей суммы, накопленной в минералах термолюминесценции. После метаморфизма при восстановлении термолюминесценции основную роль играют радиоактивность и время. В процессе метаморфизма возможно либо увеличение радиоактивности пород, либо сохранение ее на прежнем уровне, либо уменьшение. В зависимости от времени, прошедшего после метаморфизма и радиоактивности, возможны два крайних случая восстановления термолюминесценции.

Если время, прошедшее после метаморфизма, будет достаточно большим, то увеличившаяся радиоактивность не только приведет к восстановлению первичной термолюминесценции, но и может значительно увеличить ее, уменьшение радиоактивности вызовет соответственно понижение термолюминесценции, которая будет ниже первичной и, наконец, если радиоактивность при метаморфизме не изменилась, величина термолюминесценции может быть ниже или достигнуть прежней величины.

---

[3]) При этом нами не учитываются некоторые процессы, проявляющиеся на поверхности земли (лесные пожары, высвечивание за счет солнечной радиации и т. д.). Влияния этих факторов можно легко избежать, отбирая пробы не с поверхности, а с небольшой глубины.

Если время, прошедшее после метаморфизма, будет относительно небольшим, восстановление всей величины первичной термолюминесценции мало вероятно и значения ее будут гораздо ниже первичных и определяются уровнем радиоактивности пород. Перечисленные два крайних случая не исчерпывают весьма разнообразных соотношений первичной и вторичной термолюминесценции апатита.

Некоторые из приведенных соображений хорошо подтверждаются исследованиями интенсивности термолюминесценции апатита пород Томского плутонометаморфического комплекса, где основная масса пород возникла в результате воздействия процессов щелочно-кремниевого метасоматоза и ультраметаморфизма на породы основного состава. Степень проявления этих процессов на различных участках, сложенных этим комплексом, неодинакова по величине и времени их проявления. Это создало широкую гамму пород, отличающихся друг от друга по радиоактивности. Следствием этого являются отмеченные выше значительные колебания величины пиков термолюминесценции апатита из пород этого комплекса. Как правило, породы, подвергшиеся более сильному калиевому метасоматозу, сопровождающемуся повышением их радиоактивности, содержат апатит, характеризующийся высокой интенсивностью термолюминесценции. И наоборот, там, где эти процессы проявились слабо, интенсивность термолюминесценции относительно низкая (фиг. 3, кривая I, III в, II, II а). Однако подобная закономерность проявляется не для всех пород этого комплекса. Отдельные разности их, подвергшиеся более значительному калиевому метасоматозу и обладающие высокой радиоактивностью, имеют более низкую интенсивность термолюминесценции апатита. Это связано с тем, что процессы метаморфизма (особенно калиевый метасоматоз) происходили на протяжении значительного промежутка времени и, естественно, что породы, возникшие в конце этого процесса, несмотря на более интенсивное проявление калиевого метасоматоза и повышенную радиоактивность, будут обладать более низкой интенсивностью термолюминесценции минералов. Показательна в этом отношении более низкая интенсивность термолюминесценции апатита из некоторых пород Порожинского массива (комплекса), образование которых происходило в конечную стадию метаморфизма (фиг. 3, кривая I а).

Изучение соотношений между различными пиками термолюминесценции показывает, что интенсивность их изменяется в следующем порядке $I < II > III > IV$, причем величина отношения между интенсивностью различных пиков изменяется в довольно широких пределах не только в апатите разновозрастных комплексов пород, но и в апатитах одного комплекса (табл. 2). В качестве примера можно отметить, что отношение интенсивности пиков II к пикам I (JII/JI) изменяется для апатитов Томского комплекса от 14 до 200, для апатитов Ошурковского массива от 25 до 100; отношение (JII/JIII) колеблется соответственно для апатита первого комплекса от 2 до 36, для Ошурковского массива — от 0,83 до 2,15 и для Тельбесского комплекса — от 0,4 до 0,9.

Существенные изменения отношений между величинами пиков различных порядков в апатитах, относящихся к одновозрастному массиву пород, аналогичных по составу, трудно объяснить с физической точки зрения. Учитывая то, что породы в таком массиве обладают близкой радиоактивностью, а апатит из различных проб его характеризуется одинаковым химическим составом (в том числе элементов-примесей), можно было бы ожидать, что величина пиков термолюминесценции и отношения между ними во всех пробах должны быть близкими. Даже если близкие по составу одновозрастные породы имеют различную

радиоактивность, то все равно соотношения между пиками различных порядков в пробах должны быть близкими, в то время как интенсивность этих пиков в различных пробах будет неодинаковой.

Таблица 2

Величины отношений между пиками ТЛ различных порядков

Название комплекса	Доза облучения в рентгенах	Отношение пиков		
		JII/JI	JII/JIII	JIII/JIV
Томский	природн.	58/14—200	4,2/2—36	1,0/0,5—1,5
	$2,4 \cdot 10^4$	14/7—35	40/15—60	0,75/0,5—1,0
	$1,4 \cdot 10^5$	10/2,5—20	71/25—110	—
	$6,0 \cdot 10^5$	10/3—21	43/5—60	—
	$1,8 \cdot 10^6$	10/9—12	24/10—29	—
Тельбесский	природн.	—	0,6/0,4—0,9	1,0/0,8—1,2
	$2,4 \cdot 10^4$	7,0/3—12	8,4/2—14	0,56/0,4—0,6
	$1,8 \cdot 10^6$	5,0/2,5—8	14,4/9—25	—
Ошурковский массив	природн.	51/25—100	1,41/0,83—2,2	—
	$2,4 \cdot 10^4$	3,9/3,6—4,3	9,1/6—11	—
	$9,6 \cdot 10^5$	2,6/2,4—2,9	9,8/8,2—12,1	—

Примечание. В числителе — средние значения, в знаменателе — пределы колебаний отношений.

Различия отношений между величинами пиков термолюминесценции в апатитах одновозрастных массивов являются, вероятно, следствием избирательного действия различных типов излучения (α, β, γ) на появление и величину пиков.

Воздействие различных типов облучения на интенсивность пиков термолюминесценции изучено недостаточно, что находит свое отражение в отсутствии среди исследователей единства взглядов по этому вопросу. В одних случаях пытаются связать термолюминесценцию преимущественно с α-активностью пород (Беляев, Алексеева, Титов, 1968; Medlin, 1968; Шовкопляс, Морозов, 1965; Даниэлс, Бойд, Саундерс, 1953; Целлер, 1956) в других с β-активностью (Вартанова, Василенко, 1963); реже с γ -активностью (Bächtiger Kurt, 1967; Wait Gerry, 1968; Mejdane Vagn, 1968) и более редко как результат действия всех трех типов излу-

чения (Овчинников, Максенков, 1965; Dalrymple I. Brent, Doelb Richard, R, 1970; Aitken, Fleming, 1967).

Несомненно, любой тип излучения способствует возникновению всех пиков термолюминесценции, но влияние его на интенсивность того или иного пика будет различной. α-частицы, обладающие высокой энергией, будут более охотно возбуждать высокотемпературные пики, β-излучения в свою очередь будут участвовать преимущественно в заполнении электронных ловушек высокотемпературного и среднетемпературного типа и, наконец, Υ-излучения, обладающие низкой энергией, более интенсивно заполняют электронные ловушки низко- и среднетемпературного типов и оказывают меньшее влияние на заполнение ловушек высокотемпературного типа.

С другой стороны, нужно учитывать и проникающую способность каждого типа излучений. α-излучение ввиду небольшой проникающей способности может оказывать свое влияние за счет радиоактивных веществ, содержащихся в самом минерале, или за счет излучений минералов, контактирующих с ним; β-излучение, обладающее гораздо большей проникающей способностью, будет воздействовать на термолюминесценцию не только за счет радиоактивных веществ, содержащихся в самом минерале, но и за счет излучений соседних или близко расположенных минералов. Υ-излучение обладает высокой проникающей способностью и воздействует на термолюминесценцию как за счет действия радиоактивных веществ, содержащихся в самом минерале, так и за счет действия радиоактивных веществ минералов, расположенных на значительных расстояниях от данного минерала.

Учитывая то обстоятельство, что в большинстве пород основная масса радиоактивных элементов (от 50 до 80%) сосредоточена в акцессорных минералах (Осипов, Журавлев, 1970), и то, что последние весьма неравномерно распределены в породах, а также проникающую способность α, β, Υ-лучей, можно полагать, что в одновозрастном массиве пород только величина Υ-излучения будет более или менее одинакова на всей площади массива. Величины других типов излучений в различных частях массива будут непостоянны и зависят от характера распределения радиоактивных акцессорных минералов.

Рассматривая действия различных типов излучения на отдельный минерал, следует отметить, что в зависимости от характера расположения его по отношению к акцессорным минералам возможны два основных случая действия α, β-лучей на интенсивность термолюминесценции: если минерал расположен вблизи радиоактивных акцессорных минералов, он подвергается усиленному воздействию α и β-излучений и, наоборот, если он расположен вдали от них, действие этих излучений минимальное. В обоих случаях минерал подвергается облучению приблизительно одинаковыми дозами Υ-лучей, поэтому в первом случае на интенсивность термолюминесценции влияют все типы излучения, причем α и β-лучи значительно увеличивают интенсивность высокотемпературных пиков, а во втором случае действуют преимущественно Υ-лучи, что приводит к появлению в минерале средне- и низкотемпературных пиков и очень слабо выраженных пиков более высоких порядков. Как следствие этого отношения пиков термолюминесценции различных порядков в этих случаях будут неодинаковыми.

Проведенные нами исследования подтвердили неравноценность действия различных типов излучения на появление и величину пиков термолюминесценции апатита. Облучение Υ-лучами приводит в первую очередь к появлению низко- и среднетемпературных пиков (I, II), во-вторую — слабых высокотемпературных пиков (III), а наиболее высокотем-

пературный пик (IV) обычно не появляется. Облучение преимущественно α-частицами (U—235) вызывает появление более интенсивных высокотемпературных пиков (III, IV). Комбинированное облучение (уранинит, соли U) приводит к появлению средне- и высокотемпературных пиков (II, III) (табл. 3).

Таблица 3

Зависимость появления и величины пиков ТЛ апатита от типа облучения

№ образцов	Пики ТЛ и величина их в условных единицах			Доза облучения или время	Тип облучения и источник
	I	III	IV[1]		
892		350	360		ПТЛ
892		40	36	3 года	Естественное восстановление ПТЛ после прокаливания
892		2520	1820		β-облучение
892		20		2 месяца	β-облучение
892		35		2 месяца	Природный уранинит
892	270	3000		$9\cdot10^3$ р[2]	γ ^{60}-облучение, Co^{60}
892	1440	46800		$1,4\cdot10^5$ р	—„—
892	5480	56600		$3,8\cdot10^5$ р	—„—
1933		60	110		ПТЛ
1933		108		4,5 месяца	Природный уранинит
1933	145	888	180	$3,6\cdot10^4$ р	γ ^{60}-облучение, Co^{60}
1933	1341	4650	497	$1,4\cdot10^6$ р	—„—
1933	6000	10000	648	$2,7\cdot10^6$ р	—„—
7399		6580	600		ПТЛ
7399		55	24	1,5 месяца	UNO_3
7399	1300	47400		$1,4\cdot10^5$ р	γ-облучение, Co^{60}
7399	5400	142000		$2,7\cdot10^6$ р	—„—
7399	14400	112000		$6,7\cdot10^6$ р	—„—

[1]) Пик I — 100 — 120°C; пик III — 200 — 220°C; пик IV — 290 — 320°C;
[2]) р — рентген

Таким образом, присутствие на кривых термолюминесценции тех или других пиков и их величина позволяют судить о степени проявления различных типов излучения, а следовательно, и о характере распределения в породе радиоактивных элементов.

Наряду с отмеченной выше зависимостью ТЛ апатита от радиоактивности, метаморфизма и времени, существенное влияние на нее могут оказать элементы-примеси. Они выступают в роли активаторов или гасителей ТЛ (Овчинников, Максенков, 1963; Шварц, Грант и др., 1968; Медлин, 1971). Основными активаторами ТЛ апатита являются Mn и TR (Кюри, 1966; Таращан и др., 1971).

Изученные апатиты весьма незначительно различаются по содержанию Mn, причем никакой зависимости величины ТЛ от количества его не отмечено. Более существенно отличаются они по содержанию TR.

Для апатитов из одновозрастных комплексов намечается обратная зависимость между величиной ТЛ и содержанием TR. Особенно заметно она проявляется при сравнении ТЛ апатита и существующих с ним кварца и полевых шпатов из близких по возрасту пород Томского и Тебинского комплексов, Порожинского комплекса и связанных с ним пегматитов (табл. 4). Содержание TR в кварце и полевом шпате из пород этих комплексов очень незначительное и поэтому не может оказать заметного влияния на величину ТЛ. Как следствие этого величины ее для кварца и полевых шпатов из этих комплексов отличаются незначительно (15—20%). Апатиты из этих же пород существенно отличаются по содержанию TR и величинам ТЛ (400—500%).

Таблица 4

Величина II пика ТЛ минералов из пород, близких по возрасту комплексов, но отличающихся по содержанию TR

Название минерала	Интенсивность ТЛ в условных единицах		Содержание TR в %			
	ПТЛ	ИТЛ	γ	Ce	La	$\gamma_в$
Апатит тебинский	291	6100	0,06	0,07	0,032	0,023
Апатит томский	1058	27000	0,04	0,02	0,046	0,002
Апатит порожинский	1000	25000	0,035	0,018	0,042	0,003
Апатит порожинских пегматитов	218	5600	0,34	0,053	0,032	0,031
Микроклин порожинский	40	3660				
Микроклин порожинских пегматитов	19	3924				
Кварц порожинский	74	400				
Кварц порожинских пегматитов	30	380				

Примечание. ИТЛ получена облучением γ-лучами (Co^{60}), доза для всех проб одинакова — $1{,}4 \times 10^5$ рентген.

Отмеченная нами обратная зависимость величины ТЛ от содержания TR не опровергает установленной рядом исследователей активирующей роли этих элементов, так как получена для апатитов, сильно отличающихся по содержанию TR. Она может свидетельствовать лишь о том, что примеси TR только до определенного предела являются активаторами ТЛ апатита. После превышения этого предела они будут выступать в роли ее гасителя.

Результаты выполненных исследований по особенностям ТЛ апатита позволили применить ее для корреляции и определения относительного возраста интрузивных и ультраметаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области (Чистяков, 1972). В связи с тем, что величина ПТЛ может существенно изменяться в результате незначительных метаморфических преобразований и возраста минерала (Чистяков, 1971), наиболее успешное применение ТЛ для этих целей возможно при одновременном изучении ПТЛ и ИТЛ апатита. При определении относительного возраста, наряду с интенсивностью ТЛ, желательно использовать отношение ее к радиоактивности пород. Это отношение часто дает более точные данные по относительному возрасту, чем величина ТЛ.

ЛИТЕРАТУРА

Андреев Г. В. Генетические особенности Ошурковского апатитового месторождения. Сб. Апатиты. «Наука», 1968.

Беляев Г. М., Алексеева Л. Н., Титов В. К. Сравнительное изучение докембрийских гранитоидов Алданского щита термолюминесцентным методом. Сов. геол., 12, 1968.

Вартанова Н. С., Василенко В. Г. Термолюминесценция гранитоидов Восточного Забайкалья. Докл. АН СССР, т. 150, № 5, 1963.

Даниэлс З. Ф., Бойд Ч., Саундерс Д. Термолюминесценция как средство научного исследования. Успехи физ. наук, 51, вып. 2, 1953.

Журавль Р. Ф., Серебренников А. И. Опыт изучения апатитов из глубокометаморфизованных пород Юго-Западного Прибайкалья методом термовысвечивания. Геол. и геофиз., № 8, 1968.

Каухольд Дж. Герр У. Факторы, влияющие на определение возраста минералов по термолюминесценции. Физика минералов. «Мир», 1971.

Кортусов М. П. Палеозойские интрузивные комплексы Мариинской тайги (Кузнецкий Алатау). Томск, 1967.

Кузнецов Ю. А., Богнибов В. И., Дистанова А. Н., Сергеева Е. С. Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. М., «Наука», 1971.

Кюри Д. Люминесценция кристаллов. ИЛ, 1966.

Монич В. К. Геология и петрология мрасских порогов в Горной Шории. Томск, 1938, № 1 (38).

Медлин У. Природа ловушек и эмиссионных центров в термолюминесцирующих горных породах. Физика минералов. «Мир», 1971.

Овчинников Л. Н., Максенков В. Г. Термолюминесценция минералов и факторы, влияющие на ее интенсивность. В сб. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала». Т. 3, Свердловск, 1963.

Осипов Д. К., Журавлев Р. С. Распределение урана и тория в щелочных магматических породах Кузнецкого Алатау. Сб. Геохимия и минералогия радиоактивных элементов Сибири. Новосибирск, 1970.

Поляков Г. В. Палеозойский магматизм и железоорудение юга Средней Сибири. М., «Наука», 1971.

Ракчеев А. Д. Термолюминесценция минералов и горных пород и ее значение в геологии. Геология рудных месторождений. № 5, 1962.

Таращан А. Н. Исследование люминесценции некоторых минералов. Автореферат диссертации. М., 1968.

Таращан А. Н., Платонов О. М., Кузнецов Г. В., Орса В. И. Природа центров термолюминесценции в акцессорных апатитах. Докл. АН УССР, 1971, серия Б, № 10.

Тайт М. Некоторые осложняющие факторы и учет их влияния на термолюминесцентное определение возраста. Физика минералов. «Мир», 1971.

Тюрин В. И. Корреляция карбонатных отложений методом гамма-термосвечения. Тр. КНИИ. НП, вып. 26, 1964.

Целлер Э. Термолюминесценция карбонатных отложений. Сб. «Ядерная геология», ИЛ, 1956.

Чистяков В. К. Геохимические особенности интрузивных ультраметаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области. Вопросы геологии Сибири. Томск, 1971.

Чистяков В. К. Минералого-геохимические признаки корреляции и расчленения интрузивных и ультраметаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области. Вопросы геологии и географии (материалы научной конференции выпускников геолого-географического факультета). Томск, 1971.

Чистяков В. К. Природная и искусственная термолюминесценция и особенности ее применения в геологии. Вопросы геологии Сибири. Томск, 1971.

Шварц К. К., Грант З. А., Меже Т. К., Грубе М. М. Термолюминесцентная дозиметрия. «Зинанте», Рига, 1968.

Шовкопляс В. М., Морозов Г. В. Термолюминесценция как метод определения относительного возраста горных пород и минералов. Докл. АН УССР, № 6, 1965.

Aitken M. I., Fleming S. I., Zimmerman D. W. Thermoluminescence dating of ancient ceramics. «Radioactive Dating and Meth. Low-Level Count». Vienna, 1967.

Bächtiger Kurt. Die Thermolumineszenz einiger Skandinavischer und nordamerikani—S'chcr Plagioklase. Scheir. mineral. und petrogr. Mitt., 1967, 47, № 1.

Wait Gerry M. Anomalies in the thermoluminescence of the Austin chalk of Texas «G. Sediment. Petrol.», 1968, 38, № 1.

Mejdane Vagn. Thermoluminescence in seashore Sand. Thermoluminescence Geol. Mamer. London—New York, Acad. Press., 1968.

Dalrymple G. Brent Doell Richard R. Thermoluminescence of lunar Samples. «Science», 1970, 167, № 3918.

Medlin W. Z. Natural thermoluminescence of Cretaccous limestones in terms of

СОДЕРЖАНИЕ

Ю. В. Индукаев. Метасоматическое железооруденение Алтае-Саянской области и его связь с натровыми метасоматитами 3
Б. М. Тюлюпо. Баланс вещества при образовании магнетитовых месторождений в известковых скарнах 14
Г. Б. Князев, В. Е. Хохлов. Минералогия и некоторые вопросы генезиса Хабалыкского магнетитового месторождения (Восточный Саян) 28
В. Н. Сергеев. Образования магнетита в полостях среди руд Коршуновского месторождения 36
Ю. В. Индукаев. Магнетиты Инского железорудного месторождения (Горный Алтай) 48
Ю. В. Индукаев. Некоторые закономерности формирования контактово-метасоматических месторождений вольфрама, молибдена и меди Алтае-Саянской области 58
А. И. Гончаренко. К петрохимии альпинотипных гипербазитов северной части Кузнецкого Алатау 71
А. Н. Кононов. О диабазах Каракольской синклинали (Горный Алтай) 90
В. П. Парначев. Основные особенности проявления средне-палеозойского щелочного вулканизма центральной части Алтае-Саянской складчатой области . 95
В. П. Парначев, Ю. А. Фомин. Геология и петрография нефелинсодержащих вулканических пород бассейнов рек Цаганово и Малтат (северо-западная часть Восточного Саяна) 102
Н. И. Кузоватов. Петрография нефелиновых пород района ключа Березового (Кузнецкий Алатау) 111
О. А. Кухаренко, П. Н. Паршин. Некоторые данные о времени становления гранитоидов Новосибирского Приобья 116
Е. Н. Зыков, Н. И. Кузоватов. Изверженные породы и золотооруденение Федотовского участка (Кузнецкий Алатау) 120
Ю. В. Индукаев, В. Е. Хохлов. О некоторых закономерностях связи состава гранатов контактово-метасоматических месторождений с характером оруденения. (На примере месторождений Алтае-Саянской складчатой области) . . 126
И. И. Заболотникова. Некоторые особенности состава нефелинсодержащих метасоматитов Тулуюльского участка 148
И. П. Адамчук. Дифференциация оливин-щелочно-базальтовой магмы Кийского комплекса (Кузнецкий Алатау) 159
А. И. Мостовской. О контактовом ореоле Кия-Шалтырского габбро-уртитового плутона (Кузнецкий Алатау) 165
Г. Б. Князев. Направленность и стадийность метасоматических процессов на Табратском магнетитовом месторождении 174
Г. Я. Макаров. О характере ритмичности карбонатных флишоидных образований каменской свиты (Восточный Саян) 181
В. К. Чистяков. Термолюминесценция апатита из интрузивных и метаморфических пород Кузнецкого Алатау 189

МАТЕРИАЛЫ ПО МИНЕРАЛОГИИ, ПЕТРОГРАФИИ И ПОЛЕЗНЫМ ИСКОПАЕМЫМ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И КРАСНОЯРСКОГО КРАЯ

Томск. Изд-во ТГУ, 1976 г., 206 с. + 1 вкл.

Главный редактор **В. С. Сумарокова**
Редактор **Л. Л. Зайцева**
Технический редактор **Р. М. Подгорбунская**
Корректор **Е. В. Лукина**

К302157 Сдано в набор 17/I-74 г. Подписано к печати 27/V-76 г.
Формат 70×108 1/16, бум. типографская, № 2; п. л. 13+1 вкл.; уч.-изд. л. 17; усл. п. л. 18,2
Заказ 8045 Тираж 500 Цена 1 руб. 70 коп.

Издательство ТГУ. Томск, 29, ул. Никитина, 17.
Типография издательства «Красное Знамя», Томск, ул. Советская, 47.

Цена 1 руб. 70 коп.

1-240227

Томский госуниверситет 1878
Научная библиотека 00519272