

**ИСПОЛЬЗОВАНИЕ
НОВЕЙШИХ ДОСТИЖЕНИЙ
ГЕОЛОГО-МИНЕРАГЕНИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЙ
В ИЗУЧЕНИИ СКЛАДЧАТЫХ
ОБЛАСТЕЙ**

ЛЕНИНГРАД

1986

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ НОВЕЙШИХ ДОСТИЖЕНИЙ
ГЕОЛОГО-МИНЕРАГЕНИЧЕСКИХ
И С С Л Е Д О В А Н И Й
В ИЗУЧЕНИИ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Сборник научных трудов

5068

ЛЕНИНГРАД

1986



Использование новейших достижений геолого-минералогических исследований в изучении складчатых областей. Сб. науч. трудов. Л., 1986. 109 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. ордена Ленина науч.-исслед. геол. ин-т им. А. П. Карпинского).

В статьях сборника рассматриваются вопросы о применении общегеологических, петрологических и геохимических методов для изучения крупных регионов, рудных районов и отдельных объектов, а также об использовании палеотектонических, палеонтологических, геоморфологических и гидрогеологических исследований для целей районирования платформенных и складчатых областей, стратиграфической корреляции разрезов. Описываются разномасштабные метасоматические процессы, условия образования массивов щелочной специализации, петрогеохимические особенности сложнопостроенных вулканогенных комплексов и отдельных интрузивов.

Сборник характеризуется большой насыщенностью фактическим материалом и рассчитан на геологов широкого профиля.

Научный редактор *Л. М. ПЛОТНИКОВ*

Редакционная коллегия

Н. С. НИКОЛЬСКАЯ, С. А. СМЫСЛОВ, А. К. ХУДОЛЕЙ

ПРЕДИСЛОВИЕ

В статьях сборника обсуждаются различные аспекты использования новейших достижений геологических наук при изучении складчатых регионов нашей страны. Статьи написаны по результатам тематических исследований ВСЕГЕИ последних лет и отражают основные направления работ, в которых деятельное участие принимают молодые специалисты.

Сборник открывают работы, посвященные тектонике. В статье А. К. Худолея рассматривается история тектонического развития Южного Верхоянья и связь палеотектонических условий с рудообразованием в докембрии и палеозое. Е. Л. Рытовой показано влияние новейшей тектоники на закономерности пространственного размещения рудных тел в Олово-Нерчинском районе. Новые данные по строению уйской и юдомской серий, приведенные в статье А. М. Занина и А. К. Худолея, уточняют историю развития юго-восточного образования Сибирской платформы, что немаловажно с точки зрения прогнозирования здесь стратиформного полиметаллического оруденения.

Основная часть работ посвящена различным аспектам минерогенических исследований. А. В. Молчановым и А. М. Веселовым рассматриваются метасоматические формации Алданского щита, анализ закономерностей размещения которых позволяет авторам наметить площади, перспективные на обнаружение гидротермально-метасоматических месторождений полезных ископаемых. В статьях А. Э. Динера и С. А. Смылова, А. А. Золотарева приводится большой материал минералого-геохимического содержания, характеризующий метасоматически измененные породы месторождений агрорудного сырья. Интересные данные об условиях формирования дунитов и оливинитов рудоносного Кондерского массива приведены С. А. Авдонцевым. Работа Е. В. Румянцевой и С. Г. Чапшина содержит оригинальный фактический материал по минералогии и геохимии уникальных метасоматических образований Онежского прогиба. Различные петрологические вопросы, связанные с условиями образования и рудоносностью интрузивных и эффузивных пород, рассматриваются в статьях В. В. Тернового, А. О. Соболева, С. А. Смылова.

Несколько заключительных работ сборника носят общегеологический характер. Примеры районирования горно-складча-

тых и платформенных областей по гидрогеологическим признакам приведены Б. В. Боровицким и С. А. Вересовым. Новые данные о таксономическом составе и морфологии фораминифер Араксинской зоны Малого Кавказа содержатся в статье В. Я. Вукса. Эти работы, хотя и не несут прямой минерагенической нагрузки, позволяют уточнить вопросы геологического строения важных в экономическом отношении горнорудных регионов СССР.

В материалах сборника прослеживается не только научная, но и практическая направленность. Большая часть статей имеет непосредственное отношение к прогнозированию и поискам полезных ископаемых. Многие разработки, на основании которых написаны статьи, выполнены впервые и направлены на повышение эффективности геологоразведочных работ в восточных районах страны.

Авторы надеются, что публикуемые работы будут способствовать дальнейшему изучению геологии нашей страны, внедрению в практику геологических исследований новых, современных методов.

**ПАЛЕОТЕКТОНИКА ВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
ЮЖНОГО ВЕРХОЯНЬЯ**

Отложения вендского комплекса (юдомская серия) в Южном Верхоянье относительно хорошо изучены по естественным обнажениям и редким буровым скважинам. Тем не менее единой точки зрения на их стратиграфию не существует, что объясняется неравномерностью площадного распространения органических остатков в этих отложениях, неодинаковой трактовкой возраста отдельных частей разреза, а также различной корреляцией удаленных друг от друга разрезов. В данной работе, несмотря на указанные трудности, делается попытка восстановить палеотектоническую ситуацию венда.

Предлагаемые построения базируются на результатах полевых работ автора, проводившего в 1978—1983 гг. исследования в составе коллектива геологов ВСЕГЕИ, а также на критическом анализе опубликованных работ [4, 5, 7, 8, 10] и геологических материалов, полученных геологами ПГО «Аэрогеология» (В. Р. Алексеев, А. Д. Живцов, С. М. Калимулин, А. А. Константиновский, С. В. Потапов, В. А. Самозванцев, А. Л. Ставцев, И. М. Фердман и др.) и «Якутскгеология» (А. И. Аверченко, В. Ф. Мехоношин, В. С. Прокопьев, А. И. Старников, В. И. Сухоруков, В. А. Ян-жин-шин и др.).

Имеющиеся данные позволяют выделить в тектоническом развитии Южного Верхоянья в венде три этапа: время размыва рифейских толщ, время накопления юкандинской свиты и время накопления сарданинской свиты, характеристика которых приводится ниже.

Первый этап соответствует времени формирования предъюдомского регионального несогласия и накопления красноцветных песчаников. Имеющийся фактический материал недостаточен для составления палеотектонической схемы этого возрастного уровня. Но анализ материала позволяет в самом общем виде выделить три различные по тектоническим режимам области — западную, центральную и восточную, которые сохраняли свои очертания на протяжении венда. Граница первых

двух зон проходит примерно по линии, соединяющей устья рек Саккырыр, Суордах, Ытыга, Тотта, а граница второй и третьей зон примерно совпадает с линией, идущей от истоков р. Май к верховьям рек Тотта и Северный Уй.

В западной зоне, как показал анализ взаимоотношения отложений юдомской серии с подстилающими породами, величина углового несогласия не превышает 2—3°, чаще составляет доли градуса, что свидетельствует о слабой тектонической активности в этой зоне. Исключением является лишь небольшой участок в среднем течении р. Ингили, где имело место поднятие с амплитудой не менее 2000 м. Оно генетически связано с внедрением Ингилийского массива ультраосновных пород, которое произошло до начала накопления осадков юдомской серии. Возможно, что аналогичные массивы имеются и в бассейне р. Май, ниже устья р. Юдомы [3], на что указывают геофизические данные. Таким образом, учитывая отсутствие осадков рифея и очень слабые угловые несогласия, можно считать, что вся зона была низкой равниной с нерасчлененным или очень слабо расчлененным рельефом, на которой только в районе Ингилийского массива находилась возвышенность.

Центральная зона с запада ограничивалась серией разломов, часть из которых наблюдается на дневной поверхности, а часть распознается при критическом анализе геологических карт, составленных С. М. Калимулиным, В. И. Сухоруковым и В. А. Ян-жин-шином. На восточных крыльях этих разломов амплитуда предъюдомского размыва на 1500—2000 м больше, чем на западных, что позволяет предполагать наличие горной цепи, простиравшейся параллельно границе двух зон на протяжении не менее 500 км. Вдоль этой цепи располагался вытянутый прогиб (среднее течение р. Тотты — верховье р. Май), северное замыкание которого находится под отложениями верхоянского комплекса. В прогибе происходило накопление красноцветных полимиктовых песчаников с прослоями, обогащенными галькой того же состава. Амплитуду прогибания можно оценить в 800—1000 м, что соответствует наибольшей мощности красноцветных песчаников, отлагавшихся в континентальных условиях. Несоответствие в составах песчаников и распространенных чуть западнее терригенных толщ уйской серии свидетельствует о том, что обломочный материал сносился не за счет размыва этой серии, а с востока. Таким образом, в центральной зоне тектонические движения были достаточно активными и дифференцированными.

Восточная зона примерно совпадает с западной частью Охотского массива. Ее западную границу условно можно совместить с Билякчанским разломом. Зона была областью устойчивых поднятий, служивших поставщиком обломочного материала для прогиба, располагавшегося к западу от нее. Судя по составу песчаников, размывались гранитно-метамор-

фические породы архейско-раннепротерозойского возраста. Учитывая мощность песчаников, можно считать, что эрозией было уничтожено не менее 500 м пород фундамента. К сожалению, нет никаких данных о наличии в этих местах осадочного чехла, который покрывал породы фундамента. Соответственно нельзя сказать и о типе рельефа этой части региона.

Второй (юкадинский) этап соответствует времени формирования юкадинской свиты. На палеотектонической схеме (рис. 1) показаны основные элементы строения рассматриваемого региона к концу этого этапа. Все три зоны, намеченные на первом этапе, сохранили свое существование. На большей части западной зоны по-прежнему располагалась низкая равнина со слабыми проявлениями тектонических движений. Лишь наиболее восточная часть этой зоны слабо прогибалась ниже уровня моря. В ней происходило отложение в основном мелководных карбонатов, нередко обломочного строения, с органогенными образованиями. Осадконакопление компенсировало прогибание, и мощность толщ — до 200 м — приблизительно соответствует амплитуде прогибания.

Существенно изменилось направление движений в центральной зоне — здесь господствовали нисходящие движения, хотя и весьма дифференцированные. Морская трансгрессия захватила всю центральную зону, в пределах которой, по-видимому, суша была представлена лишь небольшими островами. В северной части рассматриваемого региона (бассейны рек Белой и Восточной Хандыги) накапливались мощные (500—600 м) толщи мелководных карбонатов с органогенными образованиями. Кроме того, там присутствует пачка красноцветных аргиллитов, отлагавшихся в субаэральных условиях. Видимо, прогибание полностью компенсировалось осадконакоплением. Базальные горизонты представлены песчаниками и гравелитами с прослоями конгломератов полевошпат-кварцевого состава. Есть обломки кремнистых пород и гранитоидов. Учитывая установленные при изучении аллювиальных толщ зависимости размера гальки от расстояния до областей сноса [6], можно предполагать, что в 100—150 км восточнее р. Суордах существовали значительные поднятия, на которых обнажались гранитоиды. Практически полное отсутствие обломков метаморфических пород и минералов свидетельствует о том, что размытые подвергались толщ, отличающиеся по составу от фундамента Охотского массива. Сейчас эта область скрыта под чехлом отложений верхоянского комплекса, и поэтому до получения дополнительной информации ничего нельзя сказать о ее палеогеографии. Неясна и амплитуда поднятия, хотя она была не менее 1—2 км, необходимых для создания расчлененного рельефа и размыта хотя бы части осадочного комплекса рифея.

На юге центральной зоны контрастность движений видна более ясно. Так, в низовьях р. Июткан накапливалась алевро-

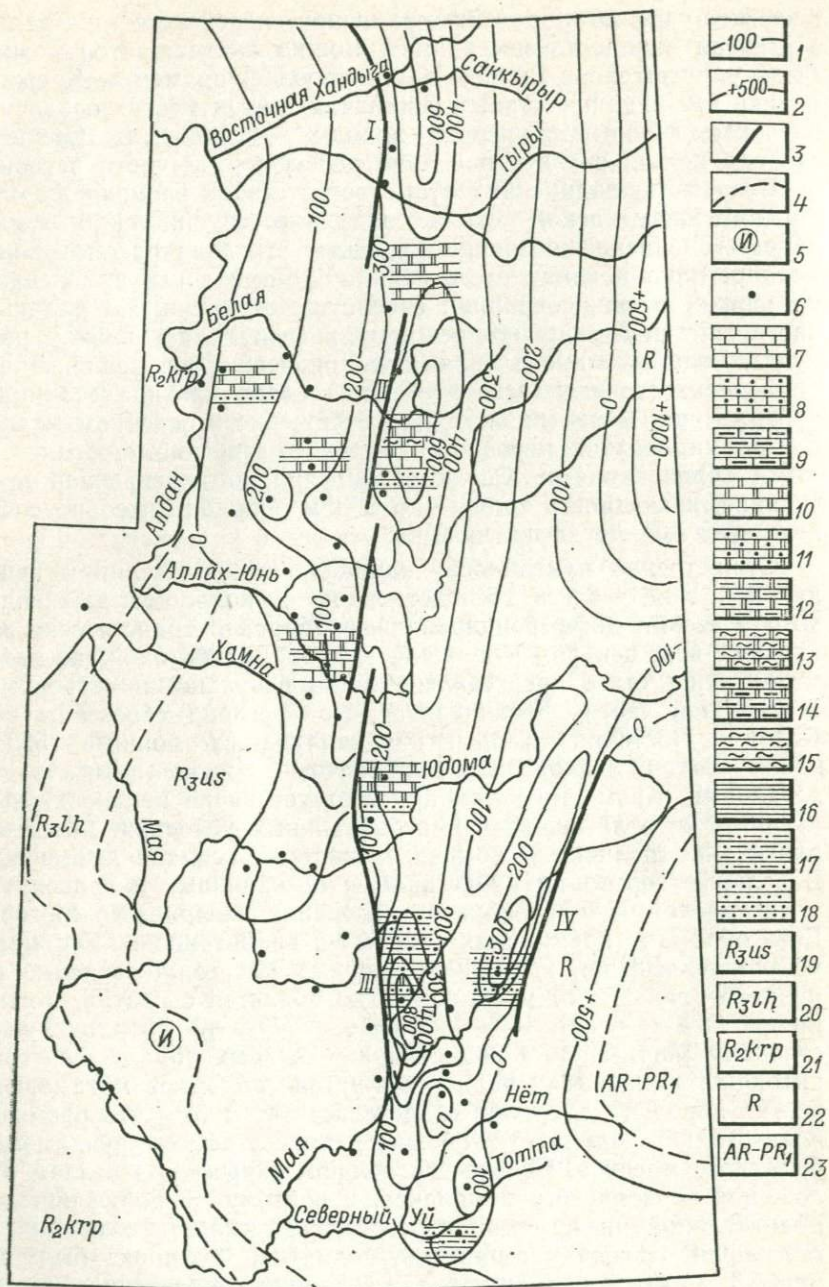


Рис. 1. Палеотектоническая схема юкандинского времени.

1 — изопакиты; 2 — изодинии поднятий равной амплитуды; 3 — активные разломы: I — Сетте-Дабанский, II — Чухоньский, III — Улахан-Бамский, IV — Билякчанский; 4 —

песчаниковая толща с редкими прослоями карбонатов общей мощностью более 800 м; восточнее, на расстоянии 30—40 км ее мощность сокращается до 200 м, а в 20—30 км к югу она выклинивается полностью (материалы В. Р. Алексеева, А. М. Занина и автора). Сопоставление частных разрезов показывает, что изменения мощностей связаны с тектонической деятельностью как в начале третьего этапа (выпадение верхних слоев рассматриваемой толщи из-за предсарданинского размыва), так и в течение всего второго этапа (резкие изменения мощностей соответствующих пачек в соседних разрезах). В верхнем течении р. Май существовал прогиб, по-видимому, унаследованный от первого этапа. Здесь накапливались пестроцветные алевролиты, песчаники и изредка доломиты общей мощностью около 300 м. Осадконакопление этих толщ, видимо, компенсировало прогибание, поэтому их полные мощности соответствуют амплитуде прогибания. На поднятиях в пределах центральной зоны размыв практически не происходил, о чем свидетельствуют сохранившиеся толщи, сопоставляемые с устькирбинской свитой бассейна р. Юдомы.

Восточная зона, так же как и на первом этапе, была областью устойчивых поднятий. Размывавшиеся древние породы служили основным поставщиком обломочного материала для прогибов южной части центральной зоны. Судя по преобладанию мелкообломочного материала в этих прогибах, рельеф в восточной зоне был слабо расчлененным — типа холмистой равнины. Амплитуда поднятия, исходя из количества материала, необходимого для образования обломочных толщ, была, вероятно, около 500 м.

Третий (сарданинский) этап соответствует времени накопления сарданинской свиты и ее возрастных аналогов [1, 9]. Основные тектонические элементы территории показаны на рис. 2. Очевидно, что на данном этапе выделявшиеся ранее зоны распознаются гораздо хуже, так как в это время вся территория была вовлечена в прогибание и являлась единым морским бассейном, по-видимому, с несколько повышенной соленостью, что привело к образованию доломитов.

Западная зона представляла собой мелководное море. Удивительное однообразие мощностей и литологического состава свидетельствует о том, что прогибание происходило медленно, постепенно, без признаков какой-либо дифференциации. Лишь в наиболее восточной части зоны значения мощностей несколько изменяются: на севере наблюдается уменьшение, на юге —

границы стратиграфических подразделений на поднятиях; 5 — Инглийский массив; 6 — места замеров мощностей; 7 — известняки; 8 — песчанистые известняки; 9 — битуминозные известняки; 10 — доломиты; 11 — песчанистые доломиты; 12 — глинистые доломиты; 13 — кремнистые доломиты; 14 — битуминозные доломиты; 15 — кремни; 16 — глины; 17 — алевриты; 18 — пески; 19 — уйская серия; 20 — лахандинская серия; 21 — керпильская серия; 22 — нерасчлененные толщи рифейского возраста; 23 — архейско-нижнепротерозойские толщи фундамента Охотского массива.

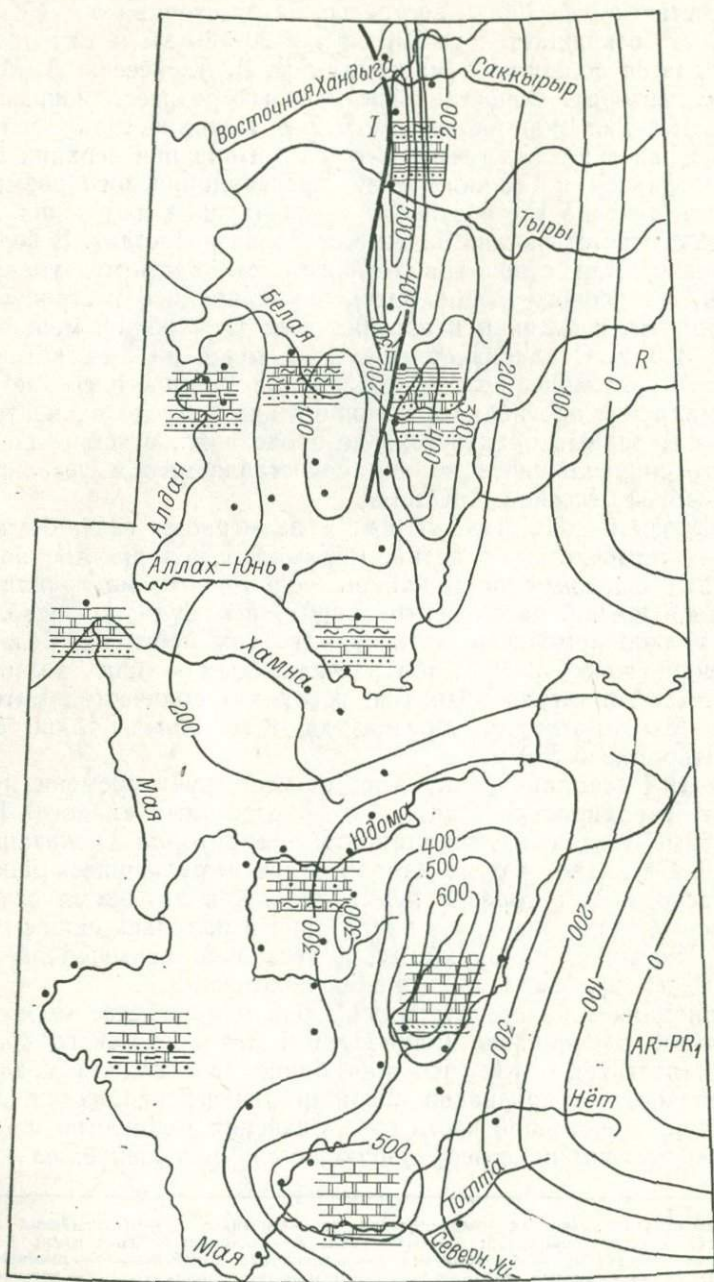


Рис. 2. Палеотектоническая схема сардинского времени.
Условные обозначения см. на рис. 1.

увеличение. Состав толщ в северной части (междуречье Белая—Аллах-Юнь) заметно меняется — возрастает относительная роль терригенных и глинисто-кремнистых пород.

Центральная зона четко обособляется от западной только к северу от р. Сахары. Имеющиеся материалы ([9], а также полевые наблюдения А. М. Занина и автора) позволяют считать, что в начале третьего этапа здесь происходили интенсивные нисходящие движения, приведшие к накоплению толщи в 300—400 м (нижняя часть сытыгинской свиты), представленной в основном песчанистыми карбонатами и песчаниками. Далее движения продолжали быть нисходящими, но уже гораздо более спокойными, при этом накапливалась существенно терригенная толща мощностью около 100 м. По-видимому, прогибание компенсировалось осадконакоплением и мощности соответствуют амплитудам прогибания. К югу от р. Юдомы накапливались доломиты, весьма похожие на доломиты западной зоны. Увеличение мощностей, вероятно, свидетельствует об увеличении амплитуды прогибания, хотя нельзя исключать и влияние рельефа дна бассейна — для выяснения этого вопроса требуются детальные литологические исследования.

Восточная зона, по-видимому, сохранилась в качестве небольших участков суши, унаследованных от области поднятий на первых двух этапах. Снос обломочного материала не происходил, поэтому можно считать, что суша была низкой, с нерасчлененным рельефом. Лишь севернее существовали поднятия, дававшие обломочный материал для терригенной толщи бассейнов рек Белой и Восточной Хандыги.

Сравнение истории тектонического развития Южного Верхоянья на разных этапах венда выявляет следующие положения:

1. Из многочисленных разломов, считающихся большинством исследователей долгоживущими [2, 4, 7], в вендское время активно действовали только Сетте-Дабанский, Чухонийский, Улахан-Бамский и Билякчанский, причем первые три образовывали крупный тектонический шов, отделявший западную зону от центральной. И хотя сейчас по этим разломам подняты восточные крылья, на втором (юкандинском) этапе именно они прогибались особенно интенсивно — об этом свидетельствует увеличение мощностей (см. рис. 1).

2. Выделяются три зоны, развивавшиеся под влиянием различных тектонических движений. Западная была тектонически наиболее пассивной; в современной геологической структуре она соответствует восточной части Сибирской платформы и Майско-Кыллахской зоне. Центральная зона соответствует остальной части Сетте-Дабанского региона и, вероятно, большей части Южно-Верхоянского синклинория. Восточная зона занимает западную часть Охотского массива и, возможно, наиболее восточную часть Южно-Верхоянского синклинория.

Для изучения ее продолжения дальше на восток требуются дополнительные исследования. По интенсивности и дифференцированности тектонических движений центральная зона сходна с геосинклиналями.

3. Вендский период истории Южного Верхоянья отнюдь не был временем стабилизации, как это принято считать. Первые два этапа были весьма активными — происходили процессы горообразования, формировались прогибы, и лишь третий этап характеризуется относительным тектоническим спокойствием.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гогин И. Я., Кропачев А. П., Иогансон А. К. Вендско-нижнекембрийские отложения Сетте-Дабана.— В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии нижнего палеозоя Средней Сибири. Новосибирск, 1978, с. 62—75.

2. Кропачев А. П., Иогансон А. К. Палеотектоника вендско-алданских отложений Майско-Кыллахской зоны (Юго-Восточная Якутия).— Сов. геология, 1978, № 10, с. 32—42.

3. Неволин Б. С., Каминский Ф. В. О природе геофизических аномалий в бассейне р. Май.— В кн.: Вопросы региональной геологии СССР. М., Недра, 1971, с. 235—240.

4. Неволин Б. С., Потапов С. В., Ставцев А. Л. Верхний протерозой (рифей) и нижний кембрий юго-восточной окраины Сибирской платформы, Юдомо-Майского прогиба и Охотского срединного массива.— В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. Новосибирск, 1978, с. 21—63.

5. Новые данные о строении и корреляции юдомской серии Кыллахского поднятия / А. В. Мезенцев, А. П. Несиненко, В. И. Сухоруков, В. А. Янжин-шин.— Геология и геофизика, 1978, № 3, с. 19—29.

6. Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы. М., Недра, 1981. 752 с.

7. Семихатов М. А., Комар Вл. А., Серебряков С. Н. Юдомский комплекс стратотипической местности. М., Наука, 1970. 208 с.

8. Семихатов М. А., Серебряков С. Н. Сибирский гипостратотип рифея. М., Наука, 1983. 224 с.

9. Старников А. И., Мехоношин В. Ф. Литология и меденосность юдомской серии северо-восточной части Кыллахского поднятия (хр. Сетте-Дабан).— В кн.: Геология и металлогения Дальнего Востока. Л., Наука, 1981, с. 197—205.

10. Стратиграфический разрез верхнего докембрия Мокуйской скважины (Юго-Восточная Якутия) / Ю. В. Давыдов, П. Н. Колосов, В. И. Авдеева, З. Х. Файзулина.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Якутии. Якутск, 1982, с. 6—9.

УДК 551.248.2(571.55)

Е. Л. Рытова

НОВЕЙШАЯ ТЕКТНИКА ОЛОВО-НЕРЧИНСКОГО РАЙОНА (СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Олово-Нерчинский рудный район расположен в Пришилкинском горно-долинном районе и занимает площадь около 15 тыс. км². Основные впадины в пределах данной террито-

рии — Оловская, Зюльзинская и Ульдургинская. Самая крупная из них, Оловская, имеет почти изометричную форму, слегка вытянутую в северо-восточном направлении. В целом она представляет собой слабо всхолмленную денудационную равнину с преобладанием абсолютных высотных отметок от 650 до 750 м. С северо-востока она отделена от Ульдургинской впадины отрогами Алеурского хребта, с востока ее окаймляют отроги Шилкинского хребта. Через всю территорию Олово-Нерчинского района с юго-запада на северо-восток протягивается Нерчинско-Куэнгинский хребет. Он охватывает бассейн р. Ульдурги и среднее течение р. Нерчи. Максимальная высота его в пределах данной области равна 1221 м. В основном же высотные отметки Нерчинско-Куэнгинского хребта составляют 1000—1100 м. С северо-запада к нему примыкает Ульдургинская впадина, имеющая очень четкие границы, обусловленные сбросовыми нарушениями. Абсолютные отметки днища впадины обычно не превышают 700—800 м.

Анализ распространения в районе кайнозойских и более древних осадочных толщ, кор выветривания и взаимоотношения их друг с другом позволил установить, что в пределах данного района на протяжении позднего мела — кайнозоя происходило двукратное выравнивание рельефа, в результате чего формировались денудационно-аккумулятивные поверхности выравнивания типа педиленов или пенепленов. Поверхность выравнивания, фиксированная посленижнеолигоценовой корой выветривания, явилась исходной по отношению к современному рельефу. Рельеф исходной — посленижнеолигоценовой поверхности выравнивания, по нашим представлениям, был очень «спокойным», отдельные неровности вряд ли превышали первые десятки метров. Подобное заключение позволяет сделать отсутствие грубообломочных отложений этого возраста и сохранившиеся реликты посленижнеолигоценовой коры выветривания в пределах Олово-Нерчинского района. Кроме того, состав глинистых минералов коры выветривания (монтмориллонит-каолинитовый) и ее химический состав, характеризующийся отсутствием в коре выветривания накоплений свободного глинозема, высокое содержание кремнезема, вынос которого затруднен из-за слабой фильтрации грунтовых вод, свидетельствуют о формировании коры выветривания в условиях низких и холмистых пенепленов [3, 4]. Реликты этой коры встречаются на различных гипсометрических уровнях в пределах исследуемого района, поэтому ее можно принять за единый маркирующий горизонт.

Гипсометрический уровень посленижнеолигоценового пенеплена в пределах Оловской впадины соответствовал интервалу 650—700 м, поскольку наиболее полный профиль посленижнеолигоценовой коры выветривания встречается именно в этом гипсометрическом интервале. Следовательно, участки с преи-

мощественным развитием абсолютных высот (650—700 м) не претерпели существенных перемещений за этап новейшей тектонической активности, поэтому нулевой уровень, от которого можно отсчитывать величину деформаций исходной поверхности, соответствует горизонтали 680 м (среднее значение между 650 и 700 м).

Изолинии деформации исходной поверхности (изодефы) проведены на схеме новейшей тектоники через 40 м путем обобщения горизонталей; таким образом исключается эрозионный фактор и воссоздается «идеальный» тектонический рельеф. Направление простирания изодеф в каждом конкретном месте определяется при помощи геоморфологической карты, на которой выделены основные морфоструктуры, а также геологической карты и неотектонической схемы тренд-анализа рельефа.

Амплитуда новейших тектонических движений вычисляется по формуле $A = H + d$, где H — величина деформации в какой-либо точке, а d — денудационный срез. Поскольку на водораздельных пространствах горных хребтов в пределах изучаемой территории сохранились нижние горизонты посленижнеолигоценовой коры выветривания, денудационный срез междуречий за новейший тектонический этап был незначительным и в расчете амплитуд новейших движений им можно пренебречь; отсюда $A = H$. Тогда максимальная изодефа в пределах района будет равна 520 м, минимальная составит —80 м, она по своему высотному положению соответствует уровню пятой террасы, бровка которой фиксируется горизонталью 600 м.

Почти 100-метровое понижение от площадки этой террасы до уреза воды обусловлено эрозионными процессами. Поэтому максимальное погружение отдельных блоков не превышает 80 м.

Следовательно, в целом амплитуда неотектонических движений в пределах Олово-Нерчинского района равна 600 м (80+520 м). Такой размах дифференцированных неотектонических движений, вероятно, близок к истинным максимальным величинам деформаций исходной поверхности выравнивания, поскольку неровности самой этой поверхности к началу новейшего этапа были, как уже отмечалось выше, очень незначительными и вряд ли превышали первые десятки метров. Из этого следует, что ошибка в оценке амплитуд новейших тектонических движений составляет 8—10 % от общей амплитуды перемещения отдельных блоков. Естественно предположить, что такая ошибка может иметь место в областях сноса (где абсолютная высота исходной поверхности, возможно, была несколько выше); для впадин величина ошибки значительно уменьшается, поскольку именно здесь высота исходной поверхности соответствовала интервалу высот 650—700 м. Следует отметить, что денудационный срез междуречий, который не учитывался нами при определении амплитуд новейших тектонических движений ввиду его незначительной величины, в ко-

нечном итоге уменьшает процент ошибки в областях сноса. Приведем простой пример. Предположим, что высота посленижнеолигоценового пенеплена в точке А (область сноса) составляла 750 м, а в точке В (относительно стабильная область впадины) — 680 м. Сейчас в той же точке А абсолютная высота равна 1200 м, а в точке В — по-прежнему 680 м. Тогда вычисленная величина деформации исходной поверхности в точке А будет равна 520 м (1200—680 м), а «истинная» — 450 м (1200—750 м), ошибка будет составлять 70 м (520—450 м).

Пусть денудационный срез в точке А за новейший этап достиг 30 м, тогда абсолютная высота «идеального» тектонического рельефа в этой точке была бы равна 1230 м (1200+30 м), а «истинная» амплитуда деформации пенеплена здесь 480 м (1230—750 м), что отличается от вычисленной величины всего на 40 м (520—480 м).

Таким образом, ошибка при учете денудационного среза уменьшается почти в два раза. Значения же денудационного среза в относительно стабильных блоках впадины в 2,5—3 раза меньше, чем в поднимающихся блоках (при прочих равных условиях) [5], поэтому вычисленные величины деформаций исходной поверхности в пределах впадины будут практически равны истинным.

Как отмечалось выше, уровень 680 м был взят нами за исходный, т. е. за поверхность отсчета. Площади с преимущественным развитием высот ниже данной отметки принадлежат к относительно опущенным блокам, следовательно, горизонталь 680 м (изодефа 0) соответствует нижней границе относительно стабильных блоков. Для определения их верхней границы мы обратились к уравнению регрессии, вычисленному по этому же району и дающему усредненное значение высоты исходной поверхности, равное 930 м. Поэтому за верхнюю границу относительно стабильных блоков мы берем ближайшую горизонталь 920 м (изодефа 240 м).

Следовательно, участки с преимущественным развитием абсолютных высотных отметок от 920 до 680 м (интервал между изодефами 0—240 м) соответствуют относительно стабильным блокам, а площади с высотами более 920 м (с отклонениями более 240 м) — относительно поднятым блокам. Величина положительных деформаций в пределах поднятых блоков не превышает 520 м, составляя в основном 400—480 м. Более половины площади всего района (59 %) приходится на относительно стабильные блоки, которые не претерпели существенных вертикальных перемещений за новейший тектонический этап. Поднятые блоки в пределах Олово-Нерчинского района занимают почти четвертую часть площади, опущенные — шестую часть.

Характер простирания изодеф на схеме новейшей тектоники района свидетельствует о сочетании блоковых (прямолиней-

ное сгущение изодеф) и плавных изгибовых (извилистые разреженные контуры изодеф) деформаций.

Важной характеристикой новейших движений являются градиенты их скоростей. В пределах Олово-Нерчинского района градиент скорости новейших движений изменяется от $0,2 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹ во впадинах до $2 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹ в поднятых блоках. Следует отметить, что максимальные значения градиентов, достигающие $3,4 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹, присущи узким зонам, расположенным обычно на границе стабильных и поднятых блоков и фиксирующим крупные разрывные нарушения. Такие градиенты характерны для районов умеренного горообразования в областях активизации.

Построение схем новейшей тектоники помимо теоретического интереса имеет важное практическое значение. Так, например, для районов с унаследованным со времени эпохи рудогенеза тектоническим развитием (каким является Северо-Восточное Забайкалье) установлена определенная связь между выходами на поверхность различных руд и новейшими тектоническими структурами [2]. Для выявления закономерностей размещения оруденения в неотектонических структурах Олово-Нерчинского района нами были проанализированы и статистически обработаны данные по 239 рудным объектам, расположенным в его пределах. Статистическая обработка проведена по методике регионального гипсометрического анализа [1].

Установлены следующие закономерности распределения рудных комплексов в неотектонических структурах. В районе наиболее перспективными с точки зрения наличия эндогенного оруденения являются относительно стабильные блоки, занимающие 59 % его территории. При этом наиболее благоприятна по степени вскрытия рудных тел эрозионными процессами верхняя ступень относительно стабильных блоков (160—240 м), которая занимает около 16 % площади района. Одним из факторов, положительно влияющих на интенсивность оруденения участков верхней ступени стабильных блоков, является, вероятно, их положение на границе с относительно поднятыми блоками, ввиду возникновения здесь многочисленных разломов и трещин, благоприятствующих локализации эндогенной минерализации.

Относительно поднятые блоки могут быть рекомендованы для поисков месторождений среднетемпературного рудного комплекса; особенно это касается руд молибденовой формации, в меньшей степени — полиметаллических руд.

Месторождения и рудопроявления эпитермального комплекса в поднятых блоках либо не проявлены совсем (золото-сурьмяно-ртутно-мышьяковая формация), либо зафиксированы корни рудных тел (флюоритовая формация), поскольку значительна величина денудационного среза.

И, наконец, в опущенных блоках месторождения среднетемпературного и эпитепирмального рудных комплексов ввиду унаследованности развития структур Олово-Нерчинского района, как правило, не вскрыты эрозийными процессами, и эти блоки могут быть рекомендованы для глубоких поисков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

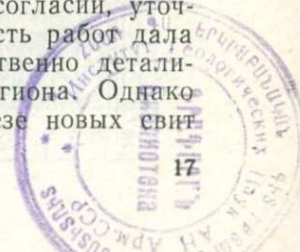
1. Александров Г. В. Влияние пострудной блоковой тектоники на размещение гидротермального оруденения в Северо-Восточном Забайкалье.— Сов. геология, 1974, № 4, с. 111—116.
2. Александров Г. В., Рытова Е. Л. Пострудный эрозийно-тектонический фактор размещения гидротермального оруденения и его графическое изображение (на примере Восточного Забайкалья).— Вестн. МГУ. Геол. и геогр., 1981, № 24, с. 59—67.
3. Михайлов Б. М., Куликова Г. В. Фациальный анализ кор выветривания. Л., Недра, 1977. 158 с.
4. Селиверстов Ю. П. Главнейшие ярусы выровненного рельефа и коры выветривания Восточного Казахстана и Южной Сибири.— Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1977, т. 222, с. 69—78.
5. Симонов Ю. Г. Региональный геоморфологический анализ. М., Изд-во МГУ, 1972. 250 с.

5068 УДК 551.71/72(571.56+571.62)

А. М. Занин, А. К. Худoley

УЙСКАЯ И ЮДОМСКАЯ СЕРИИ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Рифейские и вендские отложения юго-восточного обрамления Сибирской платформы давно привлекали внимание многих исследователей, что связано с хорошей обнаженностью и сравнительной доступностью разрезов. М. А. Семихатов и С. Н. Серебряков отмечали, что учуро-майский рифей обладает уникальными свойствами: стратиграфической полнотой разреза, широтой географического распространения, многочисленными палеонтологическими остатками и четкими стратиграфическими соотношениями с древнейшими кембрийскими и самыми молодыми дорифейскими толщами [9]. В настоящей работе рассматриваются самые верхние горизонты докембрия этого региона, представленные терригенной уйской и существенно карбонатной юдомской сериями. Взгляды на стратиграфию именно этого уровня претерпели в последнее время серьезные изменения [1, 2, 3, 6, 7, 9, 10]. Многочисленные геологические исследования позволили выявить новые уровни несогласий, уточнить строение и состав толщ. Высокая детальность работ дала возможность выделить новые свиты, что существенно детализировало стратиграфические схемы данного региона. Однако стратиграфический объем и положение в разрезе новых свит



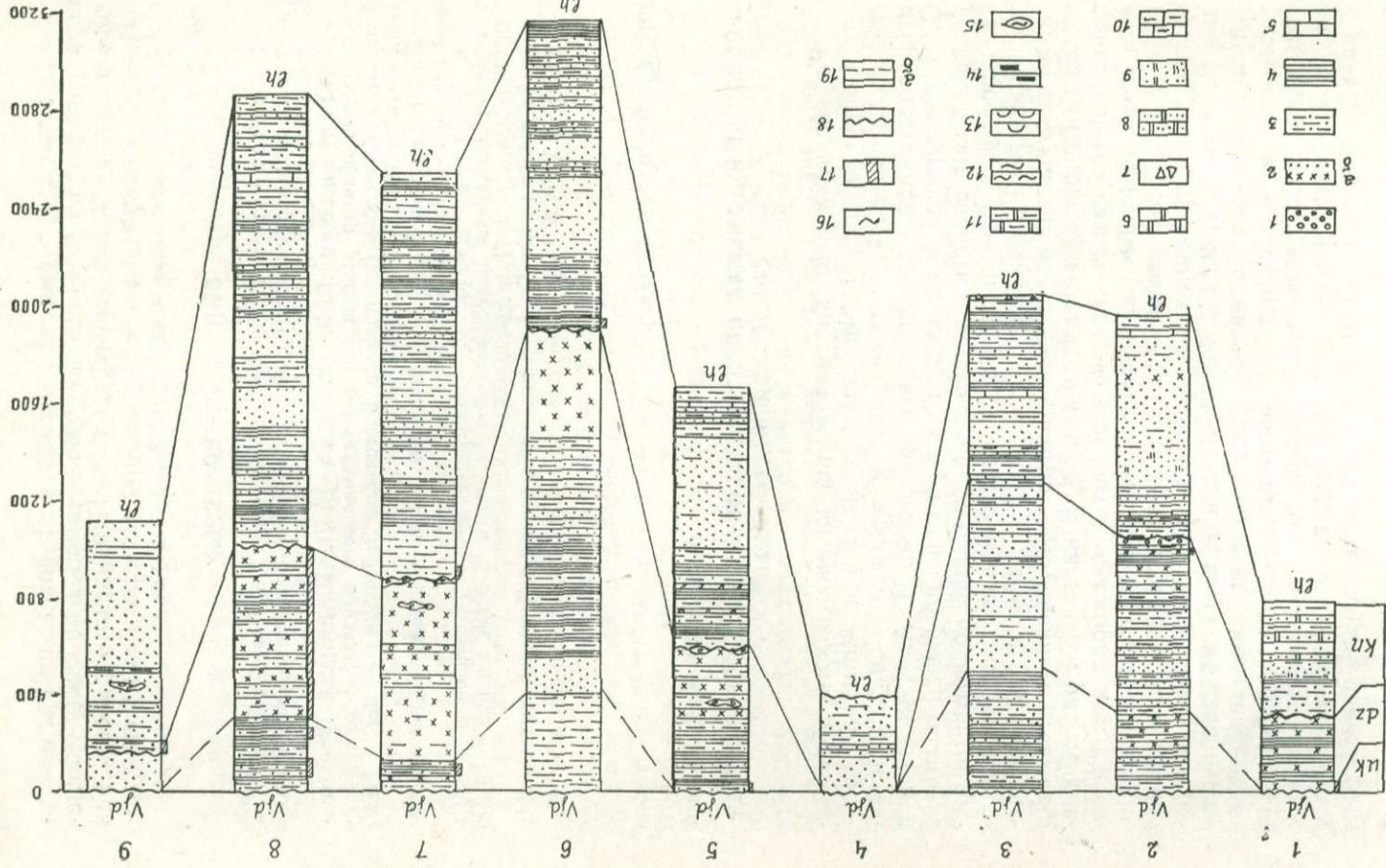


Рис. 1. Схема сопоставления отложений уйской серии.

1 — конгломераты и гравелисты; 2 — песчаники; 3 — известняки; 4 — аргиллиты; 5 — известняки; 6 — доломиты; 7 — карбонатные сланцы; 8 — доломиты песчаные и кварцевые; 9 — песчаники с доломитовым цементом; 10 — известняки глинистые; 11 — доломиты глинистые; 12 — кремни; 13 — органические образования; 14 — битуминозность; 15 — линзы и стяжения кремней; 16 — окремнение; 17 — красноцветность и пестроцветность; 18 — поверхности размылов; 19 — границы; а — изохроны, б — существование литологические.

Индексы свит и серий: *И* — лахандинская серия, *К* — кандыкская свита, *Дз* — джабатямская свита, *Ик* — устькирбинская свита, *В* — юдомская серия.

Разрезы: 1 — р. Белая, руч. Дим (В. Ф. Мехоношин, авторы); 2 — бассейн р. Сахары, верховья [1]; 3 — междуречье Юлома—Хамна (А. И. Аверченко, В. А. Самозванцев, авторы); 4 — р. Мая, между устьями рек Большой и Малый Кандык (С. В. Нужнов, С. В. Потопов); 5 — бассейн р. Ман, ниже устья р. Онне (Б. С. Неволин, А. Л. Ставцев); 6 — хр. Улахан-Бам, южная часть ([1], В. И. Сухоруков, авторы); 7 — хр. Челат, южная часть (А. Е. Соболев, С. В. Нужнов, А. Л. Ставцев); 8 — междуречье Бераянь—Верхний Иниканчан (авторы, [9]); 9 — р. Северный Уй, верховья (В. Р. Алексеев).

понимались разными авторами по-разному. Ввиду сильной фацальной изменчивости толщ и, возможно, изменений в амплитудах размылов проследить новые свиты на площади оказалось довольно сложно; значительную роль играл и субъективный подход различных исследователей. Так, при работах в бассейне р. Аллах-Юнь В. И. Сухоруков рассматривал малосахаринскую свиту в одном объеме, а при работах на хр. Улахан-Бам — в ином, несколько большем за счет приращения к ней слоев, ранее относимых им же к кандыкской свите. Все это привело к серьезным трудностям при сопоставлении разрезов в разных частях региона. В данной работе предлагается корреляция разрезов уйской и юдомской серий, несколько отличающаяся от уже имеющихся [6, 9].

Частные разрезы свит уйской и юдомской серий хорошо известны и неоднократно описывались разными авторами [1, 2, 6—10]; по этой причине мы ниже не будем останавливаться на детальной характеристике состава толщ, а ограничимся обоснованием предлагаемых схем сопоставления. На схемах сопоставления показаны общие черты строения и состава уйской и юдомской серий, при этом состав оригинальных разрезов приводится в генерализованном виде. В качестве основных критериев выделения предлагаемых изохронных уровней и горизонтов нами принимаются следующие: наличие поверхностей региональных размылов, ритмичность толщ, прослеживаемые маркирующих горизонтов, проявление магматизма. Резкая обедненность палеонтологическими остатками уйской серии и площадная неоднородность их распределения в юдомской серии не позволяют применить биостратиграфический метод, являющийся ведущим при хроностратиграфических построениях.

Отложения уйской серии (рис. 1) мощностью от 600 до 3800 м широко распространены в изучаемом регионе, одна-

ко стратиграфическая полнота разрезов весьма изменчива в связи с проявлением множества локальных и региональных перерывов, среди которых доминирующее положение занимают преджабатымский и предъюдомский размывы. Нижний контакт уйской серии отчетливо распознается по смене существенно карбонатных образований лахандинской серии терригенными отложениями. Как отмечают большинство исследователей, нижний контакт уйской серии согласный, локальные размывы наблюдаются только в зонах глубинных долгоживущих разломов в бассейне нижнего течения р. Юдомы и в верховьях р. Нёт. С большой долей вероятности его можно рассматривать как изохронный.

Корреляция терригенных образований (пачки, подсвиты, свиты) внутри уйской серии наталкивается на ряд трудностей, связанных в первую очередь со значительной фациальной изменчивостью. В настоящее время севернее р. Юдомы выделяют четыре свиты (кандыкская, малосахаринская, джоронская и далындинская), тогда как на юге — три (кандыкская, джабатымская и устькирбинская). Аналогом далындинской свиты является устькирбинская, стратиграфический объем кандыкской свиты на севере и юге региона считается одинаковым. Выделение малосахаринской и джоронской свит вызывает определенные сомнения [9].

Присоединяясь к мнению М. А. Семихатова и С. Н. Серебрякова по вопросу о сопоставлении джабатымских образований с отложениями джоронской и малосахаринской свит (рассматриваемых в ранге местных литоподразделений), в то же время отметим, что представления указанных авторов о нижнем контакте джабатымской свиты как о чисто фациальном и поэтому не прослеживаемом на значительной территории являются неприемлемыми, поскольку региональные стратиграфические подразделения обычно пересекаются литофациальными. На большей части территории юго-востока Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений отложения уйской серии в структурно-вещественном плане характеризуются трехчленным строением. Предлагаемое М. А. Семихатовым и С. Н. Серебряковым расчленение серии на две региональные свиты, характер контакта которых у самих же авторов вызывает сомнения, вряд ли можно считать удачным.

Геологические объекты, выделяемые на основе структурно-вещественных параметров, по существу относятся к группе литологических подразделений, ограничивающие поверхности которых, очевидно, не являются изохронными. Практически это означает некорректность проведения непосредственного (прямого) палеотектонического анализа для литологических объектов. Следовательно, выделение изохронных поверхностей приобретает первостепенное значение при геологических исследованиях ретроспективного плана.

Недостаток данных по абсолютной геохронологии и биостратиграфии для прямого прослеживания региональных изохронных объектов выдвигает на первый план структурно-магматический признак [4, 5], составными частями которого являются литологический, структурный и магматический признаки. Причем только их синтез может привести к желаемому результату — выделению и прослеживанию изохронных объектов.

Анализ осадочных толщ уйской серии, проведенный с учетом вышеизложенных положений, позволяет выделить изохронный горизонт (рис. 1), характеризующийся следующей совокупностью признаков:

1. Несогласное залегание полимиктовых песчаников, относимых к джабатымской свите, на подстилающих образованиях [6]. Базальные конгломераты и гравелиты состоят на 30—35 % из полуокатанных и окатанных обломков алевролитов, аргиллитов, кварцевых и кварц-полевошпатовых песчаников и известняков из нижележащих толщ, а также обломков кремнистых пород, микропегматитов, порфиритов, габбро-диабазов.

Во многих случаях выявление данного несогласия затруднено рядом объективных причин (плохая обнаженность, монотонность и однородность подстилающих образований), что приводит к отрицанию его широкого распространения рядом исследователей.

2. Наличие маломощной и не всегда отмечаемой коры выветривания под указанными полимиктовыми песчаниками.

3. Широкое развитие полимиктовых песчаников (называемых «диабазоподобными» или «грауваккоподобными»), зеленоцветных на западе и красноцветных на востоке, состав которых определяется в различной степени окатанными обломками кварца, полевых шпатов и пород преимущественно алевроаргиллитового состава. Встречаются также обломки изверженных пород основного, среднего и кислого составов. По данным В. И. Сухорукова, максимальное количество обломков пород в песчаниках достигает 60—80 %. Такие песчаники прослеживаются практически на всей территории и характерны для малосахаринской и джабатымской свит.

4. Вертикальное распространение пластовых тел габбро-диабазов, многие из которых, по-видимому, являются покровными образованиями, ограничивается уровнем указанного несогласия. В вышележащих толщах пластовые тела и покровы не отмечаются вовсе или же их количество резко сокращено (данные В. И. Сухорукова). При этом районы развития силлоподобных тел среди полимиктовых песчаников приурочены к зоне долгоживущего Улахан-Бамского разлома.

Описанный уровень структурно-вещественной неоднородности, выделяемый нами как изохронный горизонт, прослеживается на территории всего поля развития уйской серии и может рассматриваться в качестве контакта кандыкской свиты и вы-

шелележащих образований джабатымской и устькирбинской свит уйской серии (рис. 1), в толще которых в настоящее время выделить изохронные объекты не представляется возможным. Джабатымская и устькирбинская свиты являются существенно литологическими единицами, взаимоотношения между которыми определяются постепенной сменой литофаций по вертикали. Изложенный материал подчеркивает тесную связь устькирбинских и джабатымских образований, последние из которых являются частью устькирбинских.

Юдомская серия (рис. 2) широко развита в рассматриваемом регионе и благодаря многочисленным прекрасным обнажениям хорошо изучена. Мощность серии варьирует от 200 до 1100—1200 м. Представляется возможным выделить в пределах юдомской серии два приблизительно изохронных уровня; один из них совпадает с нижней границей серии, второй — с нижним контактом сарданинской свиты.

Нижняя граница серии совпадает с поверхностью регионального размыва и обычно легко распознается в разрезах. Сложности возникают только в центральной части Юдомо-Майского прогиба, где перерыв в осадконакоплении был незначительным. Так, наши полевые наблюдения в междуречье Мая—Нёт показывают, что толща красноцветных песчаников, обычно относимая к джабатымской свите, с размывом лежит на ритмично переслаивающихся красноцветных и сероцветных алевролитах и аргиллитах и согласно перекрывается сероцветной толщей карбонатно-терригенного состава. Последняя всеми авторами относится уже к юдомской серии. Однако вышеизложенные факты позволяют считать, что нижнюю границу юдомской серии следует опустить до основания толщи красноцветных песчаников. Неясно только, являются ли они возрастными аналогами юкандинской свиты или же представляют собой более древний уровень в пределах юдомской серии.

Следующий уровень, который прослеживается достаточно отчетливо, это контакт юкандинской и сарданинской свит; во многих случаях он сопровождается размывом. В Юдомо-Майском прогибе возрастным аналогом этой границы считается граница аимской и усть-юдомской свит, стратотипы которых находятся на восточном склоне Сибирской платформы [6, 9]. Представляется, что при переходе от платформы к прогибу строение юдомской серии меняется в большей степени, чем внутри прогиба, и поэтому как в пределах Кыллахской зоны, так и в Юдомо-Майском прогибе уместнее выделять и картировать юкандинскую и сарданинскую свиты. Их взаимоотношения с аимской и усть-юдомской свитами требуют уточнения. Наши наблюдения в южной части Горностахской антиклинали подтвердили правильность сопоставления сарданинской свиты с сытыгинской, а юкандинской («чагдинской», по А. К. Иогансону и А. П. Кропачеву) — с начарской, яланской, малской и

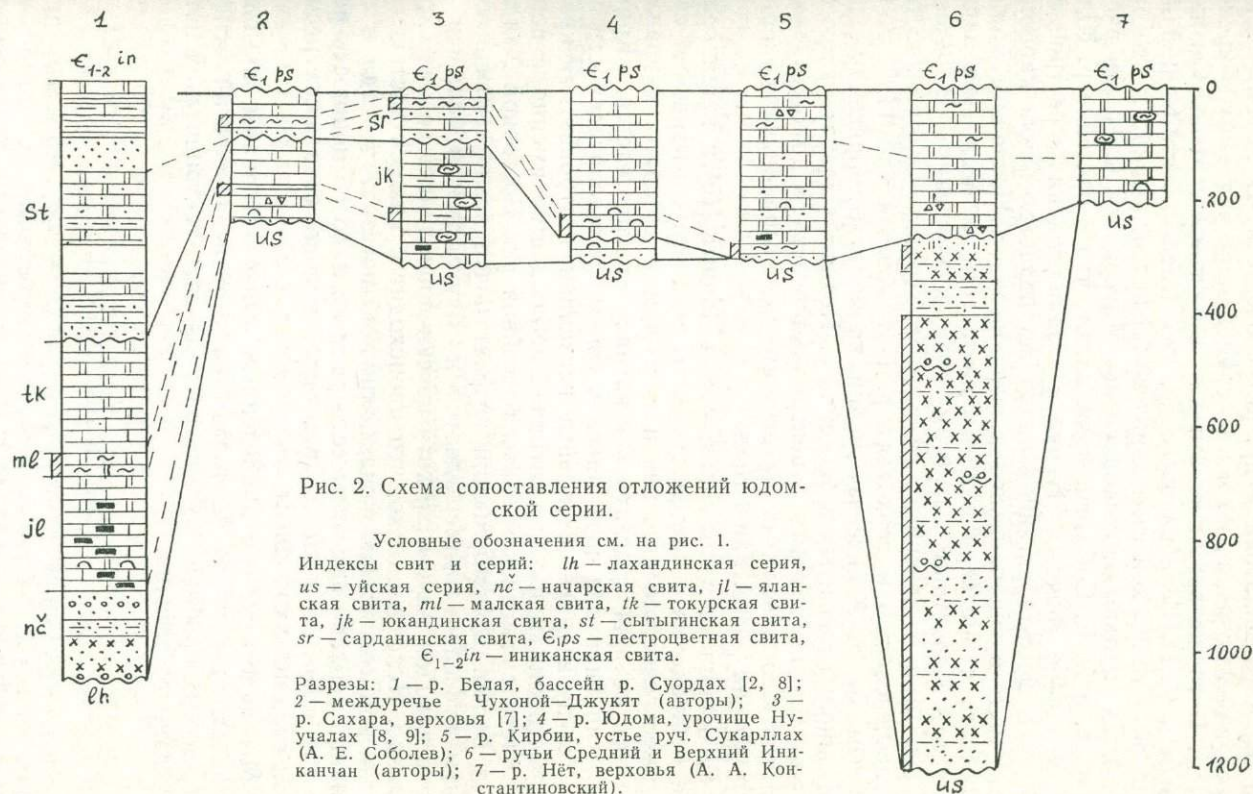


Рис. 2. Схема сопоставления отложений юдомской серии.

Условные обозначения см. на рис. 1.

Индексы свит и серий: *lh* — лахандинская серия, *us* — уйская серия, *nc* — начарская свита, *jl* — яланская свита, *ml* — малская свита, *tk* — токурская свита, *jk* — юкандинская свита, *st* — сытыгинская свита, *sr* — сарданинская свита, $\epsilon_1 ps$ — пестроцветная свита, $\epsilon_{1-2} in$ — иниканская свита.

Разрезы: 1 — р. Белая, бассейн р. Суордах [2, 8]; 2 — междуречье Чухонной—Джукят (авторы); 3 — р. Сахара, верховья [7]; 4 — р. Юдома, урочище Нуучалах [8, 9]; 5 — р. Кирбиц, устье руч. Сукарллах (А. Е. Соболев); 6 — ручьи Средний и Верхний Иниканчан (авторы); 7 — р. Нёт, верховья (А. А. Константиновский).

токурской свитами [2, 3, 10]. При этом выделяемой на западном крыле Горностахской антиклинали юдомской свите (в понимании М. А. Семихатова и др. [8]) соответствуют не только начарская — токурская, но и по крайней мере часть сытыгинской свиты. В то же время нельзя не согласиться с М. А. Семихатовым и С. Н. Серебряковым [9], что отнесение отложений начарской — токурской свит к рифею [3] необоснованно и что они являются частью юдомской серии. Материалы А. И. Аверченко и др. и А. Е. Соболева показывают, что в бассейне р. Юдомы, в районе урочища Нуучалах и западнее, ниже пестроцветной кремнисто-терригенной пачки наблюдается пачка карбонатов, отсутствующая южнее и юго-восточнее. Последнее можно связывать с предсарданинским размывом, и тогда эта пачка является возрастным аналогом юкандинской свиты. В бассейне рек Мая и Северный Уй разрыв хорошо устанавливается по исчезновению в верховьях р. Нёт мощной (до 1100 м, по данным В. Р. Алексева) пачки карбонатно-терригенных пород, широко развитых в бассейне р. Иоткан. Следует отметить, что во многих случаях в центральной части Юдомо-Майского прогиба юкандинская свита отсутствует и сарданинская ложится прямо на рифейские толщи.

Появившиеся в последнее время данные [10] и наши полевые наблюдения свидетельствуют о том, что сытыгинская свита имеет сложное строение и в южном и западном направлениях ее нижняя подсвита постепенно выклинивается. Кроме того, типичная для сарданинской свиты последовательность пачек (снизу вверх) — базальные песчаники, пестроцветная кремнисто-глинистая и карбонатная — наблюдается именно в верхней части сытыгинской свиты бассейнов рек Восточной Хандыги и Белой. Докембрийский возраст почти всей сытыгинской свиты косвенно подтверждается и отсутствием в большей ее части находок фауны [2], хотя поиски проводились весьма скрупулезно. Неясно, однако, что происходит с нижней частью сытыгинской свиты: либо она полностью исчезает и тогда в основании верхней подсвиты есть разрыв, либо ее мощность резко сокращается и ей соответствуют только базальные песчаники сарданинской свиты.

Мы надеемся, что приведенные выше материалы позволят по-новому взглянуть не только на стратиграфический аспект затронутых проблем, но и на расшифровку тектонической истории данного региона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волкодав И. Г., Старников А. И., Ян-жин-шин В. А. Стратиграфия уйской серии позднего докембрия Сетте-Дабана. — В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. Новосибирск, 1978, с. 12—20.

2. Гогин И. Я., Кропачев А. П., Иогансон А. К. Вендско-нижнекембрийские отложения Сетте-Дабана.— В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии нижнего палеозоя Средней Сибири. Новосибирск, 1978, с. 62—75.

3. Иогансон А. К., Кропачев А. П. Особенности строения вендских отложений Юго-Восточной Якутии (Майско-Кыллахская зона).— Геология и геофизика, 1979, № 10, с. 28—38.

4. Медведев В. Я. Прикладные методы стратиграфического расчленения протерозойских отложений. М., Недра, 1983. 163 с.

5. Международный стратиграфический справочник. М., Мир, 1978. 226 с.

6. Неволин Б. С., Потапов С. В., Ставцев А. Л. Верхний протерозой (рифей) и нижний кембрий юго-восточной окраины Сибирской платформы, Юдомо-Майского прогиба и Охотского срединного массива.— В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. Новосибирск, 1978, с. 21—63.

7. Новые данные о строении и корреляции юдомской серии Кыллахского поднятия / А. В. Мезенцев, А. П. Несиненко, В. И. Сухоруков, В. А. Ян-жин-шин.— Геология и геофизика, 1978, № 3, с. 19—29.

8. Семихатов М. А., Комар Вл. А., Серебряков С. Н. Юдомский комплекс стратотипической местности. М., Наука, 1970. 208 с.

9. Семихатов М. А., Серебряков С. Н. Сибирский гипостратотип рифея. М., Наука, 1983. 224 с.

10. Старников А. И., Мехоношин В. Ф. Литология и меденосность юдомской серии северо-восточной части Кыллахского поднятия (хр. Сетте-Дабан).— В кн.: Геология и металлогения Дальнего Востока. Л., Наука, 1981, с. 197—205.

УДК 553.22.078 : 551.24(571.56)

А. В. Молчанов, А. М. Веселов

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ, ИХ РУДОНОСНОСТЬ И ПОЛОЖЕНИЕ В СТРУКТУРАХ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ШИТА

В последние годы значительное внимание уделяется регионально развитым гидротермально-метасоматическим образованиям, роль которых в историческом развитии земной коры в широком аспекте была рассмотрена на IV всесоюзной конференции «Метасоматизм и рудообразование». В настоящей статье на основании новых данных сделана попытка обобщить материалы, касающиеся формационной характеристики разновозрастных регионально развитых гидротермально-метасоматических образований, их структурной позиции и рудоносности.

Рассматриваемая территория располагается на стыке трех крупных геоструктур — Алданского щита, Становой плутоногенной и Байкальской складчатой областей, что и определяет сложность ее геологического строения, отраженную в широком спектре структурно-формационных комплексов (СФК), многократном проявлении ультраметаморфогенных и магматоген-

ных процессов и родственных им гидротермалитов. С плутоногенными формациями каждого СФК (нуклеарного, протогеосинклинального, протоактивизационного, тектоно-магматической активизации) связан свой формационно-генетический ряд (ФГР)* гидротермально-метасоматических образований.

Гидротермально-метасоматическая деятельность в юго-западной части Алданского щита протекала в условиях интенсивных тектонических движений, и ее продукты локализованы в пределах разломов, активизированных на определенных этапах развития региона. Изучение разрывной тектоники региона с позиций ее структурно-вещественных и пространственно-временных характеристик подтвердило представления многих исследователей, рассматривающих разломы как конкретные геологические тела, имеющие значительную мощность.

Фактический материал, касающийся структурной позиции гидротермально-метасоматических образований и особенностей их пространственного размещения, убедительно показывает, что эти образования связаны с крупными зонами разломов и в общем случае поля развития гидротермалитов и предшествовавших им тектонитов полностью перекрываются. Таким образом, правомерно характеризовать зону развития гидротермалитов, совпадающую с зоной разломов, единым термином — тектоно-метасоматическая зона (ТМЗ).

ТМЗ образуют достаточно четкую решетку, в которой преобладают структуры субортогональных и диагональных направлений, в целом соответствующих рисунку разломов Алданского щита [3]. Они имеют значительную мощность (до 40 км) и протяженность (100—150 км и более).

В пределах юго-западной части Алданского щита нами выделяются 5 ФГР метасоматических образований, объединяющих 13 метасоматических формаций.

Мажекалито-кпомалитовый ФГР объединяет древнейшие на Алданском щите метасоматические образования, возникшие на нуклеарном этапе развития региона. Для этого ряда характерно комплементарное строение: последовательное чередование во времени и пространстве петрохимически разнотипных метасоматитов — магнезиально-железо-кальциевых (мажекалитов) и кремне-кали-натровых (кпомалитов) как на уровне формаций (мажекалитовая — кпомалитовая), так и на уровне фаций [1].

В истории геологического развития региона данный ФГР проявился дважды — в раннем и позднем архее. Однако позднеархейский ФГР проявлен на рассматриваемой территории в редуцированной форме — только формацией кпомалитов, кото-

* ФГР представляет собой совокупность генетически родственных метасоматических формаций, образовавшихся в течение единого тектоно-магматического цикла.

рая сходна с однотипной раннеархейской формацией по структурно-вещественным характеристикам и условиям локализации. Поэтому древнейшие метасоматические образования Алданского щита условно объединены нами в один ФГР — мажекалито-кпомалитовый.

Мажекалитовая формация представляет собой природную ассоциацию генетически родственных метасоматических пород преимущественно меланократового состава с типоморфным минеральным парагенезисом пироксен+амфибол и с мелко-среднезернистой автоморфной структурой [1].

Мажекалиты находятся в тесной пространственной и парагенетической связи с гранитоидами мигматит-гранитовой формации (тимптоно-алданский комплекс) раннеархейского возраста. Они приурочены к периферическим частям мигматит-плутонов и слагают линзо- и пластообразные, реже жильные тела, которые достигают мощности первые десятки метров и прослеживаются по простиранию на сотни метров.

В геохимическом отношении мажекалиты характеризуются повышенными содержаниями титана, железа, ванадия, меди, никеля, кобальта, хрома. Металлогеническая специализация их определяется сингенетическими и регенерированными месторождениями магнетитовых руд [1].

Генетически мажекалиты представляют собой продукты зоны опережающей высокотемпературной базификации, сопряженной на глубине с зоной палингенно-метасоматического гранитообразования [4].

Кпомалитовая формация является природной ассоциацией генетически родственных метасоматических пород преимущественно гранитоидного состава с типоморфным парагенезисом кварц+плагноклаз+ортоклаз и с крупнозернистой (пегматоидной) автоморфной структурой [1].

Кпомалиты характерны для нуклеарного (AR_1) и протогеосинклинального (AR_2) этапов развития региона и парагенетически связаны с гранитоидами аляскитовой (нимырский комплекс) и гранитовой (унгринский и позднестановой комплексы) формаций. Пространственно кпомалиты тяготеют к периферическим частям мигматит-плутонов и зонам долгоживущих разломов глубокого заложения (Дес-Эвотинская, Становая ТМЗ). Они слагают неправильной формы шпироподобные тела, линзы и жилы, имеющие мощность до нескольких метров при протяженности десятки и сотни метров. Границы тел кпомалитов неровные, расплывчатые.

Геохимические особенности кпомалитов раннеархейского возраста определяются повышенными содержаниями редкоземельных элементов, скандия, иногда бария, а позднеархейских кпомалитов — повышенными содержаниями редкоземельных элементов, молибдена, свинца и рубидия. Кпомалиты обеих возрастных групп имеют важное металлогеническое значение.

С раннеархейскими кломалитами (точнее, с их апомажекаллитовой фацией) связаны месторождения флогопита, а с позднеархейскими — проявления редких металлов.

В генетическом отношении кломалиты представляют собой послемагматические образования, сформировавшиеся в процессе кремнещелочного метасоматизма на заключительных стадиях ранне- и позднеархейского тектоно-магматических циклов [1].

Диафторитовый ФГР выделен условно и представлен лишь одной формацией диафторитов метаморфогенно-метасоматического генезиса. Генетическое родство диафторитов с какой-либо магматогенной формацией не устанавливается. Диафториты приурочены к мощным зонам расланцевания субширотной ориентировки, входящим в систему Станового глубинного разлома. Ширина зон развития диафторитов и интенсивно диафторитованных пород достигает 7—10 км при протяженности многие десятки километров. Диафториты представляют собой породы темно-зеленого, зеленого, белого, реже буровато-бордового цвета с тонко- и мелкозернистой структурой и сланцеватой текстурой. В исследованном регионе нами установлены диафториты мусковит-альбит-кварцевого, хлорит-актинолит-альбитового и эпидот-альбит-кварцевого состава. Геохимическая специализация диафторитов выражена слабо и определяется в ряде случаев повышенными содержаниями молибдена, галлия, реже ванадия. Металлогеническая специализация их не проявлена. Образование диафторитов связано с процессами интенсивного метаморфогенно-метасоматического преобразования архейских пород в зонах сжатия на границе Алданского литопланта с позднеархейской протогеосинклинально-складчатой областью на заключительном (протоорогенном) этапе развития последней. Геохимически диафторез представляет собой процесс кислотного выщелачивания, в ходе которого происходил интенсивный вынос многих петрогенных и рудогенных химических элементов. Возраст диафторитов позднеархейско-раннепротерозойский: они наложены на кломалиты позднего архея и секутся каммалитами раннего протерозоя.

Каммалито-пропилито-эйситовый ФГР сформировался на этапе раннепротерозойской активизации (протоактивизации) консолидированных архейских структур. Генетически он связан со становлением гранит-лейкогранитовой формации, представленной гранитоидами чульманского, амутского и ярогинского комплексов. В юго-западной части Алданского щита метасоматиты амутского ФГР являются наиболее распространенными новообразованиями и слагают ряд крупных ТМЗ — Дес-Эвотинскую, Унгра-Беркакитскую, Ярогинскую и др., имеющих унаследованное (с архея) развитие. В пределах ТМЗ каммалиты слагают преимущественно периферические части,

пропилиты — промежуточные, эйситы — «ядерные» и центральные.

Каммалитовая формация является наиболее ранней по времени проявления. Она представляет собой природную ассоциацию генетически родственных метасоматических пород преимущественно гранитоидного состава с типоморфным парагенезисом кварц+альбит+микроклин [1]. Структурно каммалиты приурочены к зонам региональных разломов, а также к апикальным частям массивов гранит-лейкогранитовой формации. На исследованной нами территории щита каммалиты распространены очень широко и пользуются преимущественным развитием по сравнению с другими формациями амутского ФГР, слагая ТМЗ шириной до 40 км и протяженностью до 120 км (Унгра-Беркамитская ТМЗ). В пределах ТМЗ каммалиты распределены неравномерно и в целом занимают не более 20 % площади последних, слагая линзо-, шпиро- и жилообразные тела простой формы, мощность которых доходит до 10 м при протяженности до 150 м. За пределами ТМЗ каммалиты проявлены в интерстициально-объемной форме (зоны объемной фельдшпатизации). Геохимическая специализация каммалитов определяется повышенными содержаниями редкоземельных элементов, олова, свинца, циркония, отчасти молибдена и меди; металлогеническая — рудопроявлениями и месторождениями мусковита и апатита.

В генетическом плане каммалиты представляют собой производные высокотемпературного кремнещелочного метасоматизма с высокой активностью натрия в метасоматизирующих растворах. Характерной особенностью этого процесса является высокая градиентность физико-химических параметров растворов (температура, рН и пр.), вследствие чего наряду с субщелочными кварц-альбит-микроклиновыми метасоматитами широко развиты метасоматические образования стадии высокотемпературного кислотного выщелачивания типа полевошпатовых грейзенов, грейзеноидов (кварц+турмалин, кварц+спессартин) и фельдшпатолито-пропилитов.

Пропилитовая формация является промежуточным членом амутского ФГР. Пропилиты приурочены к зонам мелкой трещиноватости, дробления, катаклаза и рассланцевания в архейских породах, где они проявлены в сетчато-прожилковой и интерстициально-объемной формах. Редкие жилки пропилитов маломощны (до 5 см) и непротяженны. Пропилиты преимущественно кварц-биотитовыми, карбонат-клиноцит-биотитовыми, эпидот-микроклиновыми породами. Геохимические и металлогенические особенности формации к настоящему времени изучены слабо. В генетическом плане пропилиты представляют собой производные среднетемпературного этапа эволюции раннепротерозойской гидротермальной системы, ха-

рактизовавшейся умеренной щелочностью растворов преимущественно калиевой специализации.

Эйситовая формация является конечным членом рассматриваемого ФГР и не имеет сколько-нибудь отчетливой генетической связи с конкретными интрузивными массивами, но опосредованно, через вышеописанные метасоматические формации ряда связана со становлением гранит-лейкогранитовой формации раннепротерозойского возраста. Структурно эйситы приурочены к Унгра-Беркакитскому разлому и одноименной ТМЗ, а также фрагментарно проявлены в пределах Олекмо-Эвотинской, Ярогинской и Тас-Миэлинской ТМЗ, где они тяготеют к участкам интенсивного катаклаза и брекчирования пород. Мощности зон эйситизации составляет первые метры, реже десятки метров при протяженности первые сотни метров. Эйситы представлены гематит-хлорит-альбитовыми, карбонат-хлорит-альбитовыми, гематит-кварцевыми разновидностями. В эйситах устанавливаются повышенные содержания свинца, галлия, циркония, иногда меди. Металлогенетическая специализация эйситовой формации определяется промышленно-важными скоплениями апатита, железных руд, горного хрусталя. В генетическом отношении эйситы представляют собой низкотемпературные гидротермально-метасоматические образования, возникшие при участии богатых натрием щелочных растворов на заключительном этапе эволюции раннепротерозойской гидротермальной системы.

Фенито-(пропилито)-гумбенито-цеолититовый ФГР* образовался на мезозойском этапе тектоно-магматической активизации центральной части Алданского щита и завершает становление алданского комплекса щелочных и нефелиновых сиенитов, в связи с чем он и получил соответствующее название. Метасоматиты алданского ФГР проявлены в Олекмо-Эвотинской, Ларба-Суннагинской, Унгра-Беркакитской, Чаруодо-Олдонгинской, Нырныкта-Чульманской и других ТМЗ. Объемные соотношения между составными частями этого ФГР обратны тем, что описаны для амутского ФГР: масштабы развития метасоматитов возрастают в ряду формаций фенитовая—пропилитовая—гумбенитовая—цеолититовая.

Фенитовая формация открывает мезозойский гидротермальный цикл на Алданском щите. Фениты тяготеют к апикальным частям массивов щелочных и нефелиновых сиенитов, а также устанавливаются в ближайшем экзоконтакте последних. В большинстве случаев ширина ореола фенитизированных пород не превышает нескольких сот метров. Геохимическая специализация фенитов определяется повышенными содержаниями стронция, циркония, молибдена, серебра, реже меди. Фени-

* Формация пропилитов проявлена в регионе в редуцированной форме и здесь не рассматривается.

ты имеют метасоматическую природу и образовались на ранних стадиях эволюции мезозойской гидротермальной системы непосредственно за консолидацией последних порций магматических масс щелочного состава.

Гумбентовая формация представляет собой природную ассоциацию генетически родственных метасоматических пород преимущественно полевошпатового состава с типоморфным парагенезисом адуляр+карбонат+кварц и с мелкозернистой псевдоморфной структурой [1]. Структурная позиция формации определяется приуроченностью ее к зонам трещиноватости и брекчирования, обычно наследующим древние тектонические швы, а также к проницаемым терригенным толщам депрессионных структур, претерпевших объемный катаклиз. В пределах зон брекчирования гумбенты проявлены преимущественно в сетчато-прожилковой и интерстициально-объемной формах. Мощность зон гумбентизации достигает нескольких десятков метров при протяженности по простиранию первые сотни метров. В проницаемых терригенных толщах депрессионных структур метасоматиты формации гумбентов слагают пласто- и линзообразные тела мощностью до 100 м и более. В метасоматитах формации, развитых по терригенным толщам Чульманской впадины, А. М. Блохом впервые установлено, а нами уточнено следующее строение метасоматической колонки (от внешних зон к внутренним): зона альбитовых (натровых) гумбентов — зона альбит-адуляровых (кали-натровых) гумбентов — зона адуляровых (калиевых) гумбентов. Мощность отдельных зон колеблется от метров до первых десятков метров. В петрохимическом отношении процесс гумбентизации выражается в резком привносе щелочных элементов (калия, натрия), а также углекислоты, серы и выносе магния, кальция, частично кремния. Геохимическая специализация определяется повышенными содержаниями молибдена, стронция, бария, иттрия, скандия, в некоторых случаях мышьяка, свинца; металлогеническая — рудными концентрациями свинца и молибдена. Метасоматиты формации гумбентов образовались при низких температурах в беспокойной тектонической обстановке. Абсолютный возраст метасоматитов, по данным А. М. Блоха, 160 млн. лет [2].

Цеолититовая формация является конечным членом алданского ФГР и устанавливается в пределах Ларба-Суннагинской ТМЗ. Структурно она приурочена к зонам интенсивной трещиноватости, дробления и брекчирования, расположенным в пределах зон древних разломов. Цеолититы слагают отдельные жилы мощностью от нескольких миллиметров до десятков сантиметров, которые образуют поля в разной степени цеолитизированных пород шириной десятки — первые сотни метров при протяженности первые километры. По составу выделяются ломонтит-десминовые, гейландит-десминовые, цеолит-пренитовые и барит-цеолитовые разновидности пород данной формации.

Геохимическая специализация цеолититовой формации изучена слабо и определяется повышенными содержаниями фосфора, иногда бария. Образование цеолититов протекало в низкотемпературных условиях.

Пропилито-(гумбенто)-березитовый ФГР* характерен для мезозойского этапа тектоно-магматической активизации, охватившей южную часть Алданского щита, и генетически связан со становлением лейкогранитовой и диорит-гранодиоритовой формаций (талгыгский и тындинско-бакаранский комплексы). Метасоматиты талгыгского ФГР широко представлены в пределах Становой ТМЗ.

Формация пропилитов структурно приурочена к тектонически ослабленным зонам северо-восточного направления и проявлена преимущественно в сетчато-прожилковой форме. По составу выделяются пропилиты и пропилитоиды существенно хлорит-эпидот-кварц-альбитового, кварц-мусковит-альбитового, мусковит-кварцевого состава, а также эпидозиты и актинолиты. Все эти разновидности широко проявлены в пределах Унгра-Беркаитской ТМЗ. Металлогеническая специализация формации определяется рудными концентрациями меди и молибдена.

Формация гумбентов является промежуточным членом рассматриваемого ФГР. К настоящему времени она изучена слабо. Структурно гумбенты приурочены к зонам дробления и интенсивной трещиноватости. Масштабы распространения формации невелики. Основная форма проявления гумбентов — прожилково-сетчатая, реже гнездовая. Мощность жилков доходит до 5 см, а размер гнезд достигает 40×80 см. Металлогеническая специализация формации определяется промышленно-важными концентрациями молибдена, свинца, цинка.

Березитовая формация завершает становление талгыгского ФГР. Березиты приурочены к зонам интенсивного расщепления, брекчирования и катаклаза, имеющим мощность первые сотни метров и протяженность по простиранию первые километры и более. Форма проявления березитов прожилково-сетчатая. Они сложены главным образом кварцем, серицитом и пиритом при подчиненной роли карбоната, гидрослюд и хлорита. Наиболее типичными акцессорными минералами являются молибденит и пирит. Геохимическая специализация формации березитов не изучена, металлогеническая определяется рудными концентрациями молибдена, свинца, цинка.

Описанные гидротермально-метасоматические образования в разной степени насыщают ТМЗ, занимая до 20 % площади последних. В то же время в рамках выделенных ТМЗ, занимающих 40—50 % площади района, локализовано подавляющее большинство рудных объектов гидротермально-метасоматиче-

* Начальным членом данного ФГР является фельдшпатолито-грейзеновая формация, имеющая ограниченное развитие и здесь не рассматриваемая.

ского генезиса, что позволяет рассматривать эти зоны как структурную основу при прогнозно-металлогенической оценке района. Наиболее перспективными на обнаружение оруденения гидротермально-метасоматического генезиса являются фрагменты ТМЗ и узлы их пересечения, в пределах которых широко проявлены разновозрастные ФГР метасоматитов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляев Г. М., Рудник В. А. Зональность и комплементарность продуктов метасоматизма как основа их формационного анализа.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., Наука, 1978, с. 34—47.
2. Блох А. М., Дагаева И. В. Щелочной метасоматоз в неметаморфизованных осадках юры Чульманской впадины (Южная Якутия).— Сов. геология, 1980, № 8, с. 69—82.
3. Гришкян Р. И. Древнейшие разломы Алданского щита, их роль в общей структуре и тектоническом районировании региона.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 6. Новосибирск, Наука, 1973, с. 140—147.
4. Рудник В. А. Гранитообразование и формирование земной коры в докембрии. Л., Недра, 1975. 415 с.

УДК 553.22 : 552.33(571.5-13)

А. Э. Динер, С. А. Смыслов

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ОДНОМ ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Щелочной массив расположен в зоне южного обрамления Сибирской платформы и представлен крупной интрузией щелочных и фельдшпатоидных сиенитов. Это двухфазное концентрически-зональное тело, состоящее из нефелиновых, нефелин-кальсилитовых и кальсилитовых сиенитов, которые прорваны небольшим штоком щелочных сиенитов, а также различными по составу дайковыми и жильными телами [1, 2].

Внутри массива широко развиты продукты автосоматических процессов, по фельдшпатоидным сиенитам образовались широкие поля и узкие зоны слюдисто-полевошпатовых пород — гидротермалитов. Часто наблюдаются постепенные переходы между ними и неизменными породами. Метасоматическое воздействие на вмещающие массив породы проявлено слабо. По контуру массива прослеживается узкая зона роговиков с отдельными участками скарнирования в местах контакта сиенитов и вмещающих пород карбонатного состава. С этими участками скарнирования пространственно связаны незначительные редкометальные проявления. Кроме того, на некотором удалении от интрузии встречаются маломощные зоны альбититов.

Авторами при изучении минералого-геохимических особенностей автосоматических пород и скарнов получен богатый

фактический материал, позволяющий детально рассмотреть последовательность постмагматических процессов в массиве.

Перед описанием метасоматически измененных пород необходимо коротко остановиться на минералого-вещественном составе первичных фельдшпатоидных сиенитов. Это высококальциевые нефелиновые, нефелин-кальсилитовые и кальсилитовые сиениты, состав которых характеризуется довольно постоянными количествами SiO_2 (55—56 %) и Al_2O_3 (21—23 %), широкими пределами колебания содержаний окислов щелочных элементов (Na_2O — 0—6 %, K_2O — 10—21 %). Содержания $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$, MgO , MnO , CaO невелики и составляют в сумме, как правило, не более 3—5 %. Характерная черта пород массива — повышенные количества Rb_2O (до 0,15 %) и SrO (до 0,5 %) и пониженные — U (до 0,0005 %) и Th (до 0,001 %). В минералогическом плане это фельдшпатоидно-полевошпатовые породы, в которых роль темноцветных минералов — биотита и клинопироксена крайне низка: их суммарное количество редко превышает 5—10 %. Фельдшпатоиды и калишпат находятся обычно в постоянных соотношениях — приблизительно 1 : 2. Для этих минералов характерны различного рода симплектитовые сростки, многие разновидности которых напоминают псевдолейцитовые структуры распада. Из аксессуарных минералов следует указать лишь наиболее распространенные сфен, магнетит, апатит. Именно сфен является наиболее существенным концентратором таких элементов, как U , Th , TR ; суммарное содержание их в минерале невелико и редко превышает 1—2 %.

Образование апофельдшпатоидных пород начинается с изменения фельдшпатоидов, и в первую очередь нефелина, по которому происходит развитие минералов группы гаюина (табл. 1) и изредка цеолитов. Одновременно возникают сульфиды железа (пирит), возможно за счет магнетита, содержание которого в этих породах резко уменьшается. Процесс идет без перестройки внутренней структуры породы, продукты изменения фельдшпатоидов могут находиться в закономерных симплектитовых сростках с калишпатом. В первичную породу привносятся на данной стадии Ca и SO_3 , иногда Mg , происходит незначительный вынос K и Na , темноцветные минералы претерпевают слабые изменения, крайне редко наблюдается амфиболизация пироксена. В дальнейшем по продуктам изменения фельдшпатоидов начинается развитие светлослюдистых агрегатов. Вначале они состоят из мелкочешуйчатых выделений, в своей массе сохраняющих форму первичных минералов. Затем происходит перестройка структуры породы: слюда становится крупночешуйчатой, калишпатовая масса, где вместо ортоклаза появляется микроклин (по рентгенографическим данным Т. А. Соседко), приобретает сливной характер. На этой стадии из породы выщелачиваются биотит и клинопироксен вместе с аксессуориями, пирит замещается гидроокислами железа. Происходит практиче-

Химический состав фельдшпатоидных и апофельдшпатоидных сиенитов и их основных минералов (вес. %)

Окислы	Фельдшпатоидный сиенит				Апофельдшпатоидный сиенит			
	Порода	Калишпат	Кальсилит	Нефелин	Порода	Калишпат	Гаюин	Мусковит
SiO ₂	55—56	64,0	39,5	42,3	57—58	63,8	34,0	44,0
Al ₂ O ₃	21—23	18,8	31,7	32,4	23—25	19,0	27,5	38,5
Fe ₂ O ₃	1—4	0,1	0,1	0,1	1—2	0,1	0,1	1,0
MgO	0—1	—	—	—	0—0,2	—	—	0,1
CaO	0—0,5	—	—	—	0—0,3	—	10,0	—
Na ₂ O	0—6	0,1	—	15,9	—	—	10,5	—
K ₂ O	10—21	16,7	28,1	8,5	14—15	16,9	7,3	10,5
Сумма		99,7	99,4	99,2		99,8	89,4	94,1

Примечание. Составы пород даны в пределах колебаний основных окислов; для минералов здесь и в табл. 2 — средние значения многочисленных анализов, выполненных авторами на микроанализаторах ARL SEMQ и MS-46 «Сатеса». Содержание SO₃ в гаюине 9,8 %, H₂O в мусковите 4,3 % (определено в химико-аналитической лаборатории ВСЕГЕИ).

ски полный вынос таких компонентов, как Na, Mg, Mn, Ca, SO₃, U, Th; количество двух последних становится ниже порога определения их обычными методами (0,0001 %). Частично выносятся и K, а вместе с ним Rb. Повышается за счет накопления в слюдах содержание Li₂O, иногда до 100—150 г/т. В связи с площадным характером развития апофельдшпатоидных пород и огромными, даже при низких концентрациях в первичных породах, выносимыми количествами U и Th возникает вопрос о существовании зон или участков, где эти элементы должны накапливаться. Неясным остается и то, куда мигрируют огромные массы K и Na, выносимые при автometасоматозе.

Как уже указывалось, в результате метасоматического воздействия массива на вмещающие породы образуются своеобразные форстерит-шпинелевые скарны, располагающиеся в зоне контакта интрузии с карбонатными породами. Развиваются скарнированные породы, как правило, узкими линейными зонами, перпендикулярно контуру плутона, вдоль локальных тектонических нарушений. Ширина зон не превышает 1—2 м при простирании 20—30 м. Первичные мраморизованные породы состоят практически из чистого доломита, среднее содержание основных компонентов в котором составляет: MgO — 22 %, CaO — 31 %, CO₂ — 46 %. Количества остальных окислов невелики, обычно ниже 0,2 %. Привнесение в породу Si, Al и Fe приводит к возникновению шпинели, форстерита, граната, при этом вместо доломита, из которого полностью заимствуется Mg, образу-

Составы породообразующих минералов контактово-метасоматических пород (вес. %)

Оксиды	Форстерит-шпинельевые скарны					Калишпат-флогопитовые метасоматиты	
	Кальцит	Гранат	Оливин	Серпентин	Шпинель	Флогопит	Калишпат
SiO ₂	—	40,1	40,6	41,6	0,1	40,0	63,8
TiO ₂	—	0,5	0,1	—	0,3	2,9	0,1
Al ₂ O ₃	0,2	23,0	1,1	0,2	63,5	17,0	18,9
FeO	—	4,8	3,6	2,1	1,3	1,2	0,1
MgO	0,5	0,8	54,8	42,1	24,1	24,5	—
MnO	0,1	0,2	0,2	0,1	0,3	0,1	—
CaO	54,3	30,0	0,2	0,1	0,1	—	—
Na ₂ O	0,1	—	0,2	—	—	0,3	—
K ₂ O	0,1	—	—	0,2	—	10,2	16,9
CO ₂	44,2	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,5	99,4	100,8	86,4	99,7	96,2	99,8

Примечание. Низкие суммы в составах серпентина и флогопита необходимо отнести за счет недоопределения добавочных анионов в этих минералах.

ется кальцит (табл. 2). Считается [3], что на удалении от массива шпинель-форстеритовые скарны переходят во флогопит-форстеритовые, к которым и приурочено уран-ториевое оруденение. Наши полевые наблюдения и детальное минералого-петрографическое изучение этих пород показывают, что мы имеем дело с оторванным от процессов скарнообразования самостоятельным процессом наложения на форстерит-шпинель-кальцитовые скарны флогопит-калишпатового парагенезиса. Внешне этот процесс проявляется в развитии по мелкозернистым скарнам зон осветления с крупнокристаллической слюдой. Калишпат развивается по тонким трещинкам между зернами граната, шпинели, кальцита и форстерита; последний вокруг этих трещинок интенсивно серпентинизируется. Уран-ториевая минерализация, представленная в основном тонкой вкрапленностью торинита, содержащего около 95 % Th₂O и 5 % U₂O₇, не выходит за пределы флогопит-калишпатовых прожилков и, видимо, не связана с процессами образования кальцит-шпинель-гранат-форстеритового парагенезиса. Наиболее интенсивное ослюдование и осветление скарнов вместе с повышенной радиоактивностью наблюдается в непосредственной близости от контакта интрузии и карбонатных пород, затухая по мере удаления от него, а не наоборот. Расположение флогопит-калишпатовых прожилков среди скарнированных пород может указывать, очевидно, на их пространственную связь, вызванную использованием рас-

творами, их образовавшими, одних и тех же подводящих путей, в данном случае — тектонически ослабленных зон.

Изучение метасоматических пород массива показывает, что исходный щелочной расплав был богат такими летучими компонентами, как SO_3 и H_2O . В момент становления интрузии создались специфические условия, при которых они не удалялись из очага кристаллизации во вмещающие породы, а накапливались, образуя в дальнейшем широкие поля апофельдшпатоидных гидротермалитов по фельдшпатоидным сиенитам. В процессе автometасоматоза происходило изменение воздействующего на первичные породы флюидного раствора с заменой на более поздних стадиях основного летучего компонента SO_3 на H_2O .

Даже при незначительном количестве контактово измененных пород можно говорить о существовании по крайней мере двух стадий их образования. И если на ранней стадии во вмещающие породы приносились Si и Al, что привело к образованию по карбонатным породам скарнов, то на поздней — Si, Al, K с сопутствующими U и Th. Возникший на поздней стадии флогопит-калишпатовый парагенезис, видимо, не следует относить к скарновому.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев Г. В. Петрология формации калиевых нефелиновых и щелочных сиенитов. Новосибирск, Наука, 1981. 85 с.
2. Андреев Г. В. Области многоэтапной активизации — перспективные рудоносные мегаструктуры. Новосибирск, Наука, 1986. 104 с.
3. Тихоненкова Р. П., Нечаева И. А., Осокин Е. Д. Петрология калиевых щелочных пород. М., Наука, 1971. 219 с.

УДК [552.4 : 553.22] (571.5-13)

А. А. Золотарев

ХЛОРИТОВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ СЕЛИГДАРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АПАТИТА И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Хлоритовые метасоматиты являются главным типом околорудно измененных пород Селигдарского месторождения, однако до сих пор мало изучены их минеральный состав, особенности образования и местоположение в общем процессе формирования месторождения. Селигдарское месторождение расположено на Алданском щите и приурочено к докембрийской толще кристаллических сланцев, гнейсов и известковистых пород, смятых в сложные складки [4, 8]. Апатитоносными являются доломитовые, кальцитовые и «форстерит»-карбонатные породы [3, 10].

Геологическая позиция хлоритовых метасоматитов всегда одинакова: они развиваются по гнейсам и кристаллическим сланцам вдоль контактов их с апатитоносными породами. Во фланговых частях месторождения и за его пределами (проявление Тигровое), где различные апатит-карбонатные породы развиты в виде пропластов среди гнейсов и сланцев, хлоритовые метасоматиты образуют небольшие по мощности реакционные зоны (от 0,5 до 3 м). На контакте с апатит-карбонатными породами вмещающие их гнейсы и сланцы интенсивно хлоритизированы, гематитизированы и окварцованы, в них появляются прожилки карбоната и апатит. По мере удаления от контакта во вмещающих породах уменьшается количество хлорита, и постепенно они переходят в неизмененные породы. В центральной части месторождения, где доминируют апатит-карбонатные породы, гнейсы и кристаллические сланцы присутствуют в виде отдельных пропластов, которые полностью превращены в хлоритовые метасоматиты. Их мощность различна и определяется мощностью пропласта гнейса или сланца. Есть метасоматиты мощностью 1—2 м, мощность наиболее крупных тел хлоритовых метасоматитов оценивается по керну скважин в 37—75 м. Число метасоматически переработанных пропластов значительно. Так, скв. 49, пробуренная в центре месторождения, прошла здесь через апатит-карбонатные породы и пересекла 28 прослоев почти нацело хлоритизированных гнейсов и сланцев мощностью от 0,6 до 26 м.

Хлоритовые метасоматиты представляют собой породы серозеленого и грязно-зеленого цвета с массивной или сланцеватой текстурой и лепидобластовой структурой. Они слагаются минералами двух парагенетических ассоциаций — метаморфической (реликтовые минералы гнейсов и кристаллических сланцев) и гидротермально-метасоматической.

Гидротермально-метасоматическая ассоциация представлена хлоритом, актинолитом, карбонатом, апатитом, гематитом, серицитом и кварцем. Главным минералом (50—90 %) является хлорит. Он образует мелкочешуйчатый агрегат зеленого, серозеленого и грязно-зеленого цвета, развивающийся по полевым шпатам и цветным минералам гнейсов и кристаллических сланцев (рис. 1). Кроме того, встречена крупночешуйчатая разновидность хлорита, возникшая, видимо, по биотиту. По данным термического анализа (табл. 1), хлорит определяется как клинохлор или рипидолит. Результаты химических анализов хлоритов, выполненных на рентгеновском микроанализаторе ARL SEMQ, с рассчитанными по ним формульными единицами приведены в табл. 2. Большинство точек, нанесенных по данным анализов на классификационную диаграмму [7], попадает в поле клинохлор-пенниннов и одна точка — в поле прохлоритов (рис. 2). Таким образом, в составе хлоритовых метасоматитов присутствует хлорит двух разновидностей — магнезиальной



Рис. 1. Развитие хлорита по трещинкам спайности в полевом шпате.

(клинохлор-пеннин) и железо-магнезиальной (рипидолит, прохлорит). Существование двух различающихся по железистости разновидностей связано, видимо, с тем, что хлориты замещают разные по содержанию железа минералы гнейсов и сланцев. Магнезиальные хлориты развиваются по полевым шпатам, а железо-магнезиальные — по биотиту. Присутствие значительного количества титана в железо-магнезиальной разновидности хлорита (табл. 2) также указывает на то, что она образуется за счет биотита.

Актинолит присутствует в породе непостоянно. В шлифах он бесцветен, форма зерен пластинчатая, размер около 0,5 мм,

Таблица 1

Состав хлоритовых метасоматитов по данным термического анализа (аналитики И. Г. Муратов и Б. К. Касатов, ВСЕГЕИ)

Место отбора	Минералы	Количество, %
Скв. 609, глуб. 23,0 м	Клинохлор	60
Скв. 118, глуб. 223,2 м	Гидрофлогопит	?
	Рипидолит	90
Скв. 209, глуб. 176,5 м	Доломит	7
	Хлорит (Mg, Mg-Fe)	50
	Доломит, кальцит	5
Скв. 41, глуб. 277,0 м	Хлорит (Mg, Mg-Fe)	60

Химический состав минералов хлоритовых метасоматитов по данным
микронзондового анализа (аналитик С. А. Смыслов, ВСЕГЕИ)

Компо- ненты	Хлорит											
	Скв. 3, глуб. 112,0 м						Скв. 41, глуб. 227,0 м					
	вес. %	форм. ед.	вес. %	форм. ед.	вес. %	форм. ед.	вес. %	форм. ед.	вес. %	форм. ед.	вес. %	форм. ед.
SiO ₂	30,17	2,92	32,68	3,12	32,88	3,12	34,76	3,27	34,56	3,28	34,63	3,26
TiO ₂	0,52	0,04	0,04	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	19,90	2,27	16,49	1,85	17,15	1,92	15,94	1,76	16,23	1,82	16,27	1,78
FeO*	16,98	1,37	7,90	0,63	8,35	0,66	10,33	0,81	10,48	0,83	10,24	0,81
MgO	22,33	3,22	28,08	3,99	28,88	4,09	27,97	3,93	27,21	3,85	27,96	3,93
MnO	0,47	0,03	0,40	0,03	0,37	0,03	0,11	0,01	0,10	0,01	0,10	0,01
CaO	0,47	0,05	0,13	0,01	0,17	0,02	0,22	0,02	0,19	0,02	0,20	0,02
Na ₂ O	—	—	0,06	0,01	0,36	0,06	0,11	0,02	0,06	0,01	—	—
K ₂ O	—	—	0,40	0,05	0,70	0,08	0,12	0,01	0,04	—	0,06	0,01
Сумма	90,83		85,84		88,22		89,57		88,87		89,46	

Табл. 2 (продолжение)

Компо- ненты	Хлорит				Полевой шпат		Актинолит						Сфен	
	Скв. 4, глуб. 186,0 м		Скв. 209, глуб. 176,0 м				Скв. 3, глуб. 112,0 м		Скв. 4, глуб. 186,0 м					
	вес. %	форм. ед.	вес. %	форм. ед.	вес. %	форм. ед.	вес. %	форм. ед.	вес. %	форм. ед.	вес. %	форм. ед.	вес. %	форм. ед.
SiO ₂	31,82	3,07	30,52	2,88	63,90	2,95	55,03	7,76	55,72	7,72	53,61	7,42	31,50	1,03
TiO ₂	—	—	0,04	—	—	—	0,05	0,01	0,10	0,04	—	—	36,53	0,90
Al ₂ O ₃	17,94	2,04	21,26	2,37	19,11	1,04	1,00	0,17	1,47	0,24	2,44	0,40	1,27	—
FeO*	9,76	0,79	8,95	0,71	0,18	—	11,98	1,41	7,61	0,88	6,42	0,74	1,48	0,04
MgO	27,41	3,94	27,77	3,91	0,18	0,01	17,38	3,65	20,05	4,14	21,51	4,44	—	—
MnO	0,43	0,04	0,18	0,01	—	—	0,38	0,05	0,54	0,06	0,45	0,05	—	—
CaO	0,20	0,02	0,51	0,05	0,25	0,01	12,62	1,91	12,70	1,89	11,61	1,73	29,60	1,04
Na ₂ O	0,09	0,02	—	—	0,27	—	0,09	0,02	0,14	0,04	0,14	0,04	—	—
K ₂ O	0,32	0,04	—	—	16,87	0,99	—	—	—	—	0,05	0,01	—	—
Сумма	87,96		89,22		100,75		98,53		98,33		96,23		100,38	

* Все железо приведено в двухвалентной форме.

Примечание. В отдельных пробах выполнен анализ нескольких зерен одного и того же минерала с приведением всех результатов в таблице.

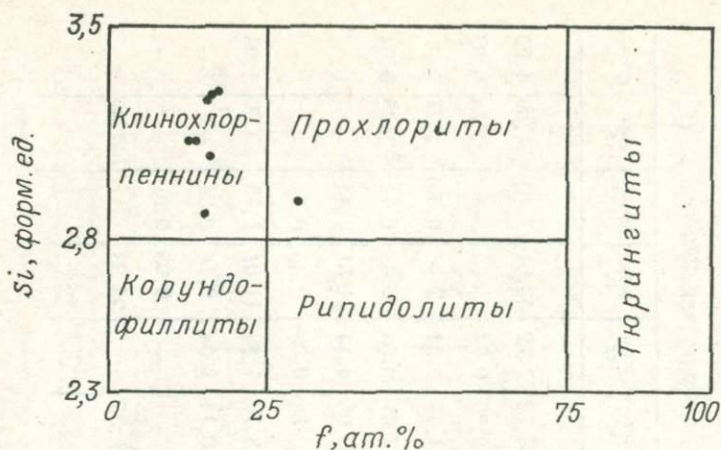


Рис. 2. Классификационная диаграмма хлоритов, построенная на основе парагенетического принципа [7], с фигуративными точками хлоритов из хлоритовых метасоматитов Селигдарского месторождения.

$cNg \approx 15^\circ$. Результаты химических анализов актинолитов приведены в табл. 2. По соотношению железистости (f) и содержанию алюминия они аналогичны актинолитам зеленых сланцев.

Карбонаты (кальцит и доломит) образуют в хлоритовых метасоматитах тонкие прожилки и гнезда. Их общее количество невелико (5—7%), что подтверждается результатами термического (табл. 1) и химического (табл. 3) анализов породы. Апатит образует отдельные кристаллы зеленого и сургучного цвета размерами до 1,5 см или присутствует в виде мелких (0,3—0,5 мм) изометричных зерен. Количество апатита в хлоритовых метасоматитах может быть значительным и на отдельных участках составляет до 15—20% объема породы.

В хлоритовых метасоматитах постоянно присутствуют калиевый полевой шпат, роговая обманка, биотит — реликтовые минералы гнейсов и кристаллических сланцев. Их общее количество зависит от интенсивности происшедших метасоматических процессов. Химический состав полевого шпата приведен в табл. 2.

Кроме того, в метасоматитах были обнаружены небольшие (до 0,3 мм) клиновидные кристаллы сфена, состав которого также приведен в табл. 2. Неясно, является ли сфен аксессуарным минералом гнейсов или образуется за счет титана, высвобождающегося при замещении биотита хлоритом.

Генетическая природа хлоритовых метасоматитов трактуется по-разному. В работе А. Н. Энтина с соавторами [1] хлоритовые метасоматиты центральной части месторождения описывались как внутрирудные серпентин-хлоритовые, кварц-хлорит-

Баланс вещества при образовании за счет гнейсов (I)
хлоритовых метасоматитов (II) *

Компоненты	Результаты анализа, приведенные к 100% (вес. %)		Количество атомов катиона в 10 000 Å ³		Привнос- вынос на 10 000 Å ³	Кoeffи- циент привноса- выноса
	I	II	I	II		
SiO ₂	56,23	42,94	154,5	116,7	-37,8	0,76
TiO ₂	0,64	0,16	1,32	0,32	-1,0	0,24
Al ₂ O ₃	17,21	11,66	55,7	37,3	-18,4	0,67
Fe ₂ O ₃	7,38	6,79	15,3	14,9	-0,4	0,98
FeO	1,53	1,57	3,52	3,57	+0,05	1,01
MnO	0,05	0,09	0,12	0,20	+0,08	1,67
MgO	4,45	23,60	18,2	95,5	+77,3	5,25
CaO	4,82	1,26	14,2	3,7	-10,5	0,26
Na ₂ O	3,47	0,14	18,5	0,7	-17,8	0,04
K ₂ O	2,05	0,23	7,2	0,8	-6,4	0,11
P ₂ O ₅	0,20	0,55	0,46	1,26	+0,8	2,74
H ₂ O ⁻	0,02	0,64	0,4	11,6	+11,2	29,0
CO ₂	—	7,27	—	27,0	+27,0	—
П. п. п.	1,95	3,09				
Сумма	100,00	100,00	298,42	313,55	+24,18	

* Плотность гнейсов по многочисленным определениям равна 2,71 г/см³, хлоритовых метасоматитов — 2,74 г/см³.

серпентиновые метасоматиты и трактовались как породы — выполнители зон разломов и оперяющих их трещин.

В ранних работах В. Б. Василенко [5] хлоритовые породы считались интенсивно измененными гнейсами и кристаллическими сланцами, вмещающими месторождение. В более поздних публикациях он выделяет эти породы в особый хлоритовый комплекс и описывает их как перидотиты и миссуриты, подвергшиеся зеленосланцевому метаморфизму, а все месторождение представляется им как щелочно-базитовый калиевый интрузивный комплекс центрального типа [1].

В монографии В. Д. Парфенова и Н. И. Юдина [9] хлоритовые метасоматиты рассматриваются как самостоятельный тип апатитовых руд — карбонат-кварц-гематит-хлоритовый, который развивается по милонитизированным и брекчированным контактам апатит-доломитовых пород с мигматитами.

Г. Ю. Боярко и В. М. Белоусовым [2] при характеристике стадийности образования Селигдарского месторождения хлоритовые метасоматиты рассматриваются как породы, подвергшиеся стадии зеленосланцевого диафтореза.

Приуроченность хлоритовых метасоматитов к контактам карбонатных пород с кристаллическими сланцами и гнейсами, а также интенсивное замещение хлоритом не только пироксенов, амфиболов, слюд, но и полевых шпатов однозначно указывают на реакционный характер хлоритовых масс и ошибочность представлений А. Н. Энтина и В. Б. Василенко о природе этих пород.

Выполненные нами химические анализы выявили значительную миграцию вещества при образовании хлоритовых метасоматитов. По результатам анализов были определены коэффициенты привноса-выноса (табл. 3). Они равны отношению содержания элемента в метасоматите к его содержанию в неизменной породе. При привносе коэффициент больше 1, при выносе — меньше 1. Как видно из табл. 3, при хлоритизации гнейсов и сланцев наименее мигрируют Fe и Mn. Наиболее подвижны H_2O , CO_2 , P, Na, K, Ca, причем первые три, видимо, извлекались из апатит-карбонатных пород, а Ca и щелочные металлы выносились за пределы реакционных зон. Источником привносимого в метасоматиты Mg могут быть, хотя бы частично, апатит-«форстерит»-карбонатные руды. Установлено [6], что в них форстерит нацело замещен смесью карбонатов и слоистых силикатов — талька, серпентина, хлорита. Высвобождавшийся при этом Mg мог вовлекаться в процессы хлоритизации вмещающих пород. Слабо выносимые в ходе метасоматических процессов Si и Al входят в состав вновь образованных силикатов и алюмосиликатов.

Таким образом, по условиям залегания, минеральному составу, петрохимическим особенностям хлоритовые метасоматиты можно отнести к контактово-реакционным образованиям.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Апатитовые породы Селигдара / В. Б. Василенко, Л. Г. Кузнецова, Л. Д. Холодова и др. Новосибирск, Наука, 1982. 498 с.
2. Боярко Г. Ю., Белоусов В. М. Парагенезис минералов апатит-карбонатных метасоматитов Центрального Алдана. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Тез. докл. Л., 1982, с. 33.
3. Булах А. Г. Генетические типы апатитоносных пород Селигдарского месторождения апатита. — В кн.: Геология, поиски и разведка нерудных полезных ископаемых. Межвуз. сб. Вып. 6. Л., 1982, с. 78—83.
4. Булах А. Г., Золотарев А. А. Геологическая природа Селигдарского поля апатитоносных карбонатных пород (Алданский щит). — Сов. геология, 1983, № 6, с. 96—101.
5. Василенко В. Б., Холодова Л. Д. Парная нелинейная регрессия P_2O_5 с малыми элементами в породах карбонатного и хлоритового комплексов Селигдара (Центральноалданский район). — Геология и геофизика, 1977, № 7, с. 65—74.
6. Золотарев А. А., Боброва И. П., Булах А. Г. Минералогия и особенности генезиса апатито-«форстерито»-карбонатных пород Селигдарского месторождения (Алдан). — Зап. ВМО, 1983, вып. 3, с. 325—333.
7. Кепежинская К. Б. Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. М., Наука, 1965. 135 с.

8. Кушнарев И. П., Черкасов А. Д. Структура и вопросы генезиса Селигдарского месторождения.— В кн.: Методы прогнозирования и оценки экзогенных редкометалльных месторождений. М., 1979, с. 63—85.
9. Парфенов В. Д., Юдин Н. И. Метаморфогенная апатитоносность древних толщ Центрального Алдана. М., Наука, 1982. 131 с.
10. Поташник Б. А., Шабашев В. Я. Типизация апатитовых руд Селигдарского месторождения и ее генетическая интерпретация.— В кн.: Литология и генезис фосфатоносных отложений СССР. М., 1980, с. 23—28.

УДК 552.33 : [549.082] : 54

С. Н. Авдонцев

КИНЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ШПИНЕЛЕВОГО ПАРАГЕНЕЗИСА В ПОРОДАХ КОНДЕРСКОГО ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА

В последние два десятилетия геохимии получили много новых данных о свойствах веществ при равновесии. Законы термодинамики точно устанавливают то, как использовать эти данные для определения родственных термодинамических величин. Именно в геологии термодинамика получила наибольшее прикладное развитие, что позволило однозначно решить некоторые спорные генетические вопросы.

Кинетика, как самостоятельное и бурно развивающееся научное направление, имеет с термодинамикой множество точек соприкосновения, и тем не менее использование ее методологии и законов для решения геологических проблем находится лишь на самом раннем этапе развития. Для подавляющего большинства геологических систем кинетика является контролирующим фактором при их становлении и разрушении. В этих случаях термодинамика определяет точку, по направлению к которой стремятся реакции; в противоположность этому направленность кинетического процесса может и не соответствовать данной закономерности.

Геология всегда придавала особое значение элементу времени, как центральному при описании процессов, происходящих при развитии горных пород. С этой точки зрения, описание события, зависящего от времени (т. е. кинетика), намного ближе к геологии, чем термодинамика. Учению о кинетике свойственна большая сложность, чем термодинамике, так как процессы, зависящие от времени, связаны с линией поведения, или траекторией. Особое ударение в кинетике делается на общие феноменологические методы, используемые для характеристики подхода химических систем к равновесию, и их применение в генетической петрологии и геохимии. Феноменологический подход пытается установить связь эволюции системы с макроскопически наблюдаемыми параметрами: составом, температурой, давлением, объемом и временем. При таком подходе результаты выра-

жаются в терминах «констант скоростей» и в относительных макроскопических параметрах. Этот этап необходим при любых генетических исследованиях как первый и обязательный шаг в описании кинетических процессов, происходящих в системе.

В настоящей статье мы не задавались целью всесторонне продемонстрировать на каком-либо примере использование кинетических концепций, их многостороннюю взаимосвязь, так как «массированное» и наиболее информативное применение кинетики подразумевает знание всего комплекса элементарных базовых кинетических законов, которые невозможно отразить в столь малом объеме статьи. Мы выбрали лишь самую простую кинетическую закономерность, характеризующую по крайней мере одну интересующую нас группу минералов, которые слагают ультрамафиты — оливины, шпинелиды и пироксены, и носящую название «закон диффузионной компенсации».

Закон диффузионной компенсации связывает предэкспоненциальный множитель и энергию активации для диффузии [9]. Температурная зависимость коэффициента диффузии (D) может быть представлена в виде закона Аррениуса:

$$D = D_0 e^{-\frac{Q_D}{RT}}, \quad (1)$$

где D_0 — предэкспоненциальный множитель; Q_D — энергия активации. С возрастанием Q_D будет уменьшаться величина D (при фиксированной температуре) в виде экспоненты в формуле (1). Однако увеличение D_0 может компенсироваться изменением величины Q_D . Если оба значения — D_0 и Q_D синхронно меняются, то можно говорить о компенсационном законе. В большинстве случаев данная закономерность связывает $\log_{10} D_0$ и Q_D в виде линейной функции

$$Q_D = a + b \log_{10} D_0, \quad (2)$$

где a и b — константы.

Одним из интереснейших следствий этого закона является предсказание равенства всех коэффициентов диффузии при одном определенном значении температуры (T^*). Чтобы показать это, подставим уравнение (2) в уравнение (1):

$$D = D_0 e^{-\frac{a + b \log_{10} D_0}{RT}}$$

или

$$\log_{10} D = \log_{10} D_0 - \frac{a + b \log_{10} D_0}{2,303RT}.$$

Из данных соотношений легко получить следующее выражение:

$$\log_{10} D = -\frac{a}{2,303RT},$$

и температура будет равна

$$T^* = \frac{b}{2,303R},$$

а величина D^* будет иметь значение

$$D^* = 10^{-a/b}$$

для всех диффундирующих частиц во всех кристаллах.

Так, например, по данным Винчелла [9], закон диффузионной компенсации для синтетических стекол, отвечающих по составу системе $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$, имеет вид

$$Q_D = 41 + 6,9 \log_{10} D_0 \text{ ккал/моль},$$

где D_0 — в $\text{см}^2/\text{с}$.

Компенсационный закон был использован для предсказания диффузионной подвижности в оливине [6].

В последние годы список измеренных диффузионных констант значительно пополнился в связи с появлением новой прецизионной аппаратуры, позволяющей производить локальный ионный анализ элементов и их изотопов. Оливины и пироксены являются традиционными исследовательскими материалами, и на них в первую очередь отработывалась методика ионного микроанализа. Поэтому мы имеем возможность рассмотреть применение закона диффузионной компенсации к оливинам с учетом новейших данных.

Были получены следующие линейные соотношения:

$$Q_D^I = 76,259 + 7,507 \log_{10} D_0, \quad T^* = 1369 \text{ }^\circ\text{C}, \quad D^* = 6,936 \cdot 10^{-11} \text{ см}^2/\text{с} \\ (r = +0,98, \sigma_r = 6,27 \cdot 10^{-3}, n = 14), \quad (3)$$

$$Q_D^{II} = 81,118 + 7,970 \log_{10} D_0, \quad T^* = 1470 \text{ }^\circ\text{C}, \quad D^* = 6,620 \cdot 10^{-11} \text{ см}^2/\text{с} \\ (r = +0,94, \sigma_r = 0,034, n = 13), \quad (4)$$

где r — коэффициент корреляции; σ_r — дисперсия коэффициента корреляции; n — число анализов. Представлены два уравнения, так как первое получено только исходя из данных по величинам интердиффузии катионов ($D_{\text{Mg-Fe}}$, $D_{\text{Co-Mg}}$, $D_{\text{Ni-Mg}}$), а второе — с использованием известных величин S - и T -диффузии. Эти уравнения позволяют рассчитать значения кинетических коэффициентов с погрешностью не выше, чем погрешности экспериментальных работ, при которых данные коэффициенты были получены. Еще раз следует подчеркнуть, что приведенные уравнения справедливы для любых диффундирующих катионов в структуре оливина при любых параметрах среды ($T = 900$ — 1400 $^\circ\text{C}$, $p_{\text{O}_2} = 10^{-4}$ — 10^{-12} атм, p — до 35 кбар). Величины «универсальных» температур (T^*) и коэффициентов диффузии (D^*) показывают, что при температурах порядка 1370 и 1470 $^\circ\text{C}$ скорость диффузии катионов в оливине практически одинакова и составляет от $6,93 \cdot 10^{-11}$ до $6,62 \cdot 10^{-11}$ $\text{см}^2/\text{с}$. Данное следствие имеет важное петрологическое значение.

Полученные линейные соотношения можно использовать для конкретного анализа температур закрытия парагенезисов или пород, содержащих оливины. Понятие о температуре закрытия (T_3), или блокирующей температуре, т. е. температуре, до которой происходит геологически значимая диффузия катионов, с успехом применяется геохимиками и геохронологами в их последних теоретических и практических разработках [3 и др.].

Согласно кинетической теории [2 и др.], температура закрытия представлена уравнением

$$T_3 = \frac{E/R}{\ln \left(-\frac{ART_3^2 D_0 a^2}{EdT/dt} \right)}, \quad (5)$$

где E — энергия активации; R — газовая постоянная; A — геометрический множитель; D_0 — предэкспоненциальный множитель; a — радиус сферических зерен; dT/dt — скорость охлаждения. Используя уравнения (3) — (5), можно определить скорости охлаждения пород, содержащих оливин как породообразующий минерал. Величины температур закрытия рассчитываются исходя из корректных геотермобарометрических данных.

В качестве примера используем полученные уравнения для расчета температур закрытия и скоростей охлаждения для оливин-шпинелевого парагенезиса (дуниты), широко распространенного на Кондерском щелочно-ультрамафитовом массиве.

Кондерский массив расположен в юго-восточной части Алданского щита. Общая площадь массива около 40 км². Он имеет отчетливо концентрически-зональное строение и сложен главным образом ультрамафитами повышенной щелочности [1 и др.]. Центральная часть массива образована среднезернистыми порфирировидными дунитами, состоящими из оливина Fo₉₀—Fo₉₅ и акцессорного хромшпинелида. По мере движения к периферии массива происходит постепенное увеличение железистости оливина — начинается зона мелкозернистых рассланцованных оливинитов Fo₇₅—Fo₈₅. Оливиниты через зону их переслаивания с верлитами сменяются верлитами и титаномагнетитовыми пироксенитами. Мощность перечисленных зон может изменяться в значительных пределах, но обычно не превышает 250 м. Последовательность зон фиксируется повсеместно и обязательно сопровождается изменением железистости оливина — от Fo₉₅ к Fo₇₅ и рудного минерала — от собственного дунитам феррихромпикотита до хроммагнетита и титаномагнетита (магнетита). Краевая часть массива сложена биотитовыми габбро и шонкинитами. Во внутренних частях массива отмечаются дайки рудных пироксенитов, габбро-плагноклазитов и нефелин-сневитовых пегматитов. В непосредственном контакте Кондерского массива с вмещающими докембрийскими породами развиты высокотемпературные скарны и роговики.

Исследование составов, химической зональности и размеров зерен сосуществующих оливинов и шпинелидов из образцов, собранных нами в 1978 г. на Кондерском щелочно-ультрамафитовом массиве, выполнялось в лаборатории микронзондового анализа ВСЕГЕИ. Соотношение двух- и трехвалентного железа в шпинелидах определялось расчетным путем, исходя из типовой кристаллохимической формулы. Для определения скоростей охлаждения и блокирующих температур дунитов и оливинитов использовалась не только концепция блокирующей температуры, но и методика кинетических расчетов, основанная на моделировании диффузионных процессов в сосуществующих шпинелидах и оливинах определенных геометрических размеров — модель полубесконечной композиционной сферы [8].

В соответствии с полученными данными были построены схематические карты распределения температур закрытия и скоростей охлаждения для ультрамафитов массива. Минимальные скорости охлаждения (меньше 10^{-5} °C/год) имеют породы предконтактной зоны дуниты—пироксениты, т. е. оливиниты и высокожелезистые дуниты. Для зоны переслаивания оливинитов и верлитов зафиксированы эффекты перекристаллизации, пластических деформаций и интенсивного окисления оливинов. Перекристаллизация оливинов подтверждена не только при тщательном микроскопическом изучении шлифов, но и благодаря микронзондovому профилированию зерен. Известно [5], что подвижность зерновых границ оливина при перекристаллизации определяется концентрацией дислокаций и микропримесных частиц в кристалле. Ионы кальция, которые в незначительных количествах замещают магний и железо в оливине, ведут себя как примесь, нарушающая подвижность зерновых границ из-за большой разницы между величинами ионных радиусов кальция, магния и железа. Движущаяся зерновая граница улавливает ионы кальция и аккумулирует их в процессе своего движения позади себя. Железо, магний и никель не затрагиваются движущимися зерновыми границами. Для оливинов из дунитов Кондерского массива характерно равномерное распределение кальция (0,2—1,5 %), и только для рассматриваемой зоны определены повышенные концентрации кальция по краям зерен.

Большей части ультрамафитов массива соответствуют температуры закрытия от 550 до 650 °C и скорости охлаждения от 10^{-3} до 10^{-4} °C/год. Максимальные скорости охлаждения (10^{-2} — 10^{-3} °C/год) определены для центральной части массива и для небольшой по площади зоны развития брекчиевых хромитовых руд.

Используя концепцию температур закрытия, Харт [4] доказал, что магматические оливины из базальтоидных пород ($T_z \sim 1000$ — 1150 °C) скорее всего отражают их первичное Fe-Mg отношение и содержание Ni, Mn, Zp, Co и Ca только в тех ситуациях, если скорость их охлаждения достигала величин боль-

ших 10^6 °С/млн лет. Поэтому оливины из расслоенных интрузий, таких как Скергаардская или Киглапейит, охлаждение которых происходило со скоростями меньшими 10^4 °С/млн лет, не сохранили свой первичный состав в связи с перераспределением элементов в процессе их становления. В работе Валкера [7] был установлен эффект перераспределения элементов в оливине при охлаждении лунных микрогабброидов (скорости охлаждения порядка 10^4 — 10^5 °С/млн лет). При медленных скоростях охлаждения пород (10 — 100 °С/млн лет) величины температур закрытия в оливинах будут на 200 — 300 °С выше, чем в полевых шпатах. Если мы будем рассчитывать температуры закрытия для образца породы, содержащей полевую шпат, пироксен, оливин и шпинель, используя одноминеральные или двуминеральные полевошпатовые, оливин-шпинелевые или оливин-пироксеновые термометры, то температуры, полученные по оливиновым термометрам, будут всегда выше на 200 — 300 °С, чем температуры, определенные с помощью двуполевошпатового геотермометра. В том случае, если скорости охлаждения данной породы велики (10^6 — 10^7 °С/млн лет), мы будем получать приблизительно одинаковые температуры закрытия, используя все перечисленные выше геотермометры.

Столь значительную подвижность катионов в оливинах можно продемонстрировать с помощью простого кинетического расчета. Определим приблизительное время «гомогенизации» зерна оливина, т. е. время, за которое исчезнет градиент концентраций элементов в объеме зерна. Согласно кинетической теории

$$x \simeq Dt,$$

где x — диффузионное расстояние; D — коэффициент диффузии; t — время. Используя значение $D_{\text{Mg-Fe}} = 9,66 \cdot 10^{-16}$ м²/с при 1100 °С, определяем, что гомогенизация кристалла оливина, имеющего радиус 2 мм, произойдет приблизительно за 130 лет, т. е. за очень короткое геологическое время. Вследствие такой высокой подвижности катионов в оливине мы так редко фиксируем их зональность, в отличие от гранатов, где диффузионная подвижность очень мала. Поэтому многочисленные находки зональных оливинов в кимберлитах, по-видимому, свидетельствуют о взрывной быстроте процессов становления породы и отсутствии вторичных явлений — перекристаллизации или отжига.

Таким образом, в процессе становления и медленного охлаждения ультрамафитов Кондерского массива происходило непрерывное перераспределение катионов в оливинах, шпинелидах и, возможно, пироксенах и, следовательно, современный состав оливинсодержащих пород не отражает их первичного химического состава. Позднее по отношению к дунитам формирование габбро-пироксенитового комплекса привело к интенсивному окислению оливинов в краевых зонах с образованием многофазных выделений, содержащих магнетит, гематит и клино-

пироксен. Благодаря этому процессу возникли оливиниты и часть верлитов зоны переслаивания. Особое значение имели пластические течения и деформации оливинсодержащих пород, способствовавших перекристаллизации оливинов в краевых частях массива (зона переслаивания) и формированию брекчиевых хромитовых руд, в которых округлые и угловатые выделения агрегатов оливина (до 10—15 см в поперечнике) цементируются массивной хромитовой рудой.

Следует отметить, что, согласно нашим кинетическим расчетам, дуниты к моменту формирования зоны переслаивания были еще нагреты до температуры не ниже 250—300 °С, т. е. были еще реакционноспособными породами с физико-химической точки зрения. Формирование габбро-пироксенитового комплекса позволило поддержать в стабильном состоянии тепловой режим краевой оливинитовой зоны вместе с зоной переслаивания (очень медленные скорости охлаждения пород — 10^{-5} — 10^{-6} °С/год).

Исследование кинетики формирования щелочных габброидов, полевошпатовых пироксенитов и щелочных пегматитов наталкивается на вполне преодолимые трудности, связанные с недостаточным количеством информации о диффузионных константах слагающих их породообразующих минералов и сложностью кинетических построений для многоминеральных систем, в отличие от дунитов, представленных практически двумя минералами — оливином и хромшпинелидом.

Формирование ультрамафитов массива следует рассматривать как очень длительный (220—270 млн. лет), без значительных разрывов во времени процесс, отражающийся часто в двойственности контактовых взаимоотношений пород краевых зон массива (наблюдаются одновременно тектонические и магматические реакционные контакты пород).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богомолов М. А. Некоторые особенности петрологии массивов центрального типа с дунитовым ядром на Алданском щите.— В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М., Наука, 1968, с. 312—363.
2. Dodson M. H. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1973, vol. 40, p. 259—274.
3. Geochronology and thermal history of the Coast Plutonic Complex, near Prince Rupert, British Columbia / T. M. Harrison, R. L. Armstrong, S. W. Naeser, J. E. Harkae.— *Can. J. Earth Sci.*, 1979, vol. 16, p. 400—410.
4. Hart S. R. Diffusion compensation in natural silicates.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1981, vol. 45, p. 271—291.
5. Toriumi M. Grain boundary migration in olivine at atmospheric pressure.— *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1982, vol. 30, p. 72—79.
6. Tsukahara H. Diffusion and diffusion creep in olivine and ultrabasic rocks.— *J. Phys. Earth*, 1976, vol. 24, p. 89—103.

7. Walker D., Longhi J., Lasaga A. C. Slowly cooled microgabbros 15 555 and 15 065.— Proc. 8th Lunar Sci. Conf., 1977, p. 1521—1547.

8. Wilson A. H. The geology of the Great Dyke, Zimbabwe: The ultramafic rocks.— J. Petrol., 1982, vol. 32, p. 240—292.

9. Winchell P. The compensation law for diffusion in silicates.— High. Temp. Sci., 1969, vol. 1, p. 200—215.

УДК 549 : [552.4 : 553.22] + 550.4(470.22)

Е. В. Румянцева, С. Г. Лапшин

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ЩЕЛОЧНОАМФИБОЛОВЫХ ПРОПИЛИТОВ И ХРОМ-ВАНАДИЕВЫХ СЛЮДИТОВ ОНЕЖСКОГО ПРОГИБА

Протоплатформенный Онежский прогиб, находящийся на юго-востоке Балтийского щита, сложен слабо метаморфизованными нижнепротерозойскими отложениями кварцито-доломито-диабазовой и алевролитопикрито-диабазовой формаций. В составе первой из них выделяются конгломерато-кварцито-диабазовая, доломито-сланцевая (туломозерская свита), шунгитосланцевая, доломито-диабазовая (заонежская свита) подформации. Общая мощность осадочно-вулканогенных образований в прогибе 2,5—3 км. Интрузивные образования представлены силлами и дайками габбро-диабазов онежского комплекса. В восточной части прогиба на фоне пологого залегания пород установлены складчато-разрывные структуры северо-западного простирания, в которых интенсивная складчатость сопровождается зонами милонитизации, брекчирования и рассланцевания.

В пределах зон складчато-разрывных нарушений на нескольких участках обнаружены своеобразные метасоматические породы — хром-ванадиевые слюдиты, которые названы так по преобладающему развитию в них хромовой и ванадиевой слюды и приурочены в региональном плане к местам усложнения структур и их пересечения с глубинными северо-восточными разломами.

Характерной особенностью складчато-разрывных структур на участках развития слюдитов является образование в диабазах протяженных (до 10—15 км) зон щелочноамфиболовых пропилитов мощностью 200—300 м, фиксирующих интенсивными магнитными аномалиями. В отдельных случаях отмечается наложение слюдитов на пропилиты.

На первой стадии формирования щелочноамфиболовых пропилитов в уралитизированных диабазах развиваются биотит и щелочная роговая обманка, затем основная биотит-олигоклазмагнезиорибекитовая ассоциация с магнетитом, сопровождающаяся кварц-альбитовыми и кварц-ортоклазовыми жилами, которые образуются, по данным изучения газовой-жидких вклю-

чений в кварце, при температуре 350—300 °С. В последующие стадии проявлена эпидотизация, образование эпидот-актинолитовых пород и более поздних кальцит-хлоритовых жил с аксинитом и турмалином. Формирование пропилитов завершается кварц-гидрослюдистыми изменениями, окварцеванием, карбонатизацией и образованием кварц-кальцит-хлоритовых с сульфидами жил при температуре 175—110 °С. К описанным пропилитам близки изменения в туфосланцах туломозерской свиты, выражающиеся в развитии щелочного амфибола, близкого к магнезиорибекиту.

Типоморфными минералами метасоматитов являются биотит ряда флогопит—аннит и щелочные амфиболы — голубой магнезиорибекит в пропилитах по диабазам и бесцветный, близкий по составу к магнезиорибекиту амфибол из туфосланцев, отличающийся повышенным содержанием воды и низкими показателями преломления (табл. 1). Рентгенограммы обоих амфиболов соответствуют магнезиорибекиту.

Основными минералами-концентраторами микропримесей в пропилитах являются биотит, хлорит и магнезиорибекит (табл. 2). По сравнению со средними содержаниями в амфиболах основных пород [3] магнезиорибекит из пропилитов по диабазам обогащен Be, V, Cr, Li и обеднен Ti, Sc, Rb. От актинолита к рибекиту увеличивается содержание Be, V, Sc, Cr, Zn, Li. Белый рибекит из туфосланцев содержит почти на порядок больше Be, Cr, Sn, чем другие амфиболы; он отличается также повышенными концентрациями Zr, Cu, Co, Ni и пониженными — Ti, V, Mn. В биотите накапливаются главным образом Zr, Nb, Y, Yb, что, видимо, связано с микровключениями аксессуарных минералов; по содержанию Li биотит не отличается от железомagneзиальных слюд основных пород [3].

Хлориты (пеннин, рипидолит) имеют высокие содержания Ti, V, Zr, Cu, Nb и особенно Zn и Sn. Повышенные концентрации V, Cr, Zn отмечаются, кроме того, в аксините, пирите. В целом в минералах пропилитов накапливаются V, Cr, Be, Li, Zn, Sn, что находит отражение в геохимических особенностях аподиабазовых метасоматитов, которые выражаются в повышенных содержаниях V, Li, Be.

Результаты силикатного анализа пород, образующихся на различных стадиях метасоматических изменений в диабазам (табл. 3), были пересчитаны по методу Барта. Установлено, что при развитии биотит-олигоклаз-магнезиорибекитовой с магнетитом ассоциации по сравнению с неизменными диабазами уменьшаются содержания Ca, Fe²⁺ и увеличиваются — K и Fe³⁺. Лейкократовые жильные кварц-альбитовые породы резко обогащены Na и Si при выносе Ca, Mg, Fe²⁺ и инертном поведении Al, Fe³⁺ и K.

В эпидозиты привносятся Fe³⁺, Ca, в меньшей степени Mg и выносятся Na, Si, Fe²⁺. При развитии поздних хлорит-карбо-

Состав (вес. %) и физические свойства породообразующих минералов щелочноамфиболовых пропицитов и хром-ванадиевых слюдитов

Компоненты, константы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	41,40	53,60	55,10	50,1	49,31	—	—	52,63	51,70	47,20	30,75
TiO ₂	1,83	0,32	0,21	—	0,05	—	—	Не обн.	0,12	0,36	0,13
Al ₂ O ₃	13,80	1,00	4,96	—	0,28	—	—	4,60	4,00	9,25	2,92
Fe ₂ O ₃	3,40	16,09	14,00	22,1	5,16	4,5	2,9	0,55	1,20	3,70	7,65
Cr ₂ O ₃	0,06	—	—	9,2	1,20	94,7	—	—	17,93	2,38	31,60
V ₂ O ₃	0,24	—	—	—	33,06	0,3	74,0	—	0,87	13,20	1,46
FeO	17,30	7,16	<0,1	—	—	—	—	Не обн.	—	—	—
MnO	0,15	0,20	0,07	—	0,01	—	—	0,03	0,03	0,05	0,19
MgO	8,00	11,20	14,25	—	0,47	—	—	23,25	8,86	8,50	9,05
CaO	0,70	2,90	0,85	—	0,26	—	—	2,35	0,13	0,75	0,16
Na ₂ O	1,10	6,28	5,90	—	10,22	—	—	0,19	0,08	0,78	2,66
K ₂ O	8,40	0,12	0,42	—	—	—	—	8,90	9,47	10,45	—
Li ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	2,52	0,35	0,42	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	—	—	Не обн.	0,15	—	—
H ₂ O ⁺	2,47	0,63	3,76	—	—	—	—	—	—	2,17	—
П. п. п.	0,33	—	—	—	—	—	—	Не обн.	3,77	—	4,33
F	0,18	≤0,02	0,33	—	—	—	—	7,21	1,13	1,17	—
B ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9,00
—O=2F	0,07	—	0,14	—	—	—	—	3,02	0,46	0,49	—
Сумма	99,29	99,50	99,71	81,4	100,02	99,5	76,9	99,21	99,33	99,89	100,00
<i>Ng</i>	1,665	1,675	1,616	1,798	1,770	—	—	1,555	1,653	1,654	1,778
<i>Nm</i>	1,665	1,670	1,610	1,788	1,762	—	—	1,555	1,647	1,645	—
<i>Np</i>	1,612	1,669	1,610	1,761	1,737	—	—	1,523	1,604	1,602	1,722
<i>cNp</i> ^o	—	8—10	14—18	14—18	15—20	—	—	—	—	—	—
—2V ^o	0	—	—	60	63—65	—	—	0—5	24	5—9	—
ρ, г/см ³	—	—	—	—	—	5,18	—	2,810	2,915	2,860	3,40

1 — биотит, 2 — голубой магнезиорибекит, 3 — белый магнезиорибекит, 4 — хромовый эгирин, 5 — ванадийэгирин, 6 — эсколант, 7 — карелианит, 8 — тайниолит, 9 — хромовый фенгит, 10 — роскэлит, 11 — хромдравит. 1—3 и 8—11 — химический анализ, аналитик В. Г. Бохан, ВСЕГЕИ; 4—7 — микрондовый анализ, MS-46 «Сатеса», аналитик Л. И. Калининцева, ВСЕГЕИ.

Содержания элементов-примесей в минералах щелочноамфиболовых пропилитов и хром-ванадиевых слюдитов (г/т)

Мета-саматиты	Минерал	Число проб	Rb	Li	Cs	Zr	Nb	Y	Yb	Be
Щелочноамфиболовые пропилиты	Олигоклаз	3	—	—	—	$\frac{470}{5-760}$	$\frac{7}{1-13}$	$\frac{38}{1-66}$	$\frac{4,4}{0,5-7}$	<1
	Актинолит	2	<1	33	<1	$\frac{40}{20-60}$	$\frac{7}{7-7}$	$\frac{4}{3-5}$	$\frac{2,5}{2-3}$	$\frac{3,0}{2,7-3,3}$
	Голубой магнезиорибекит	2	$\frac{10}{2-18}$	$\frac{178}{135-220}$	<1	$\frac{45}{40-50}$	$\frac{5}{4-5}$	$\frac{7}{4-10}$	$\frac{3,4}{3-3,8}$	$\frac{5,5}{3-8}$
	Белый магнезиорибекит	1	—	—	—	130	5	4	1,0	20
	Биотит	3	$\frac{225}{60-550}$	$\frac{78}{10-160}$	$\frac{20}{5-30}$	$\frac{240}{80-540}$	$\frac{11}{8-16}$	$\frac{80}{25-134}$	$\frac{6,0}{2,6-7}$	$\frac{2,3}{1,1-3,3}$
	Хлорит	3	—	—	—	$\frac{100}{16-220}$	$\frac{14}{9-22}$	$\frac{17}{1-34}$	$\frac{2,7}{2,0-3,5}$	<1
Хром-ванадиевые слюдиты	Тайниолит	3	$\frac{390}{380-470}$	$\frac{11\ 450}{9400-13\ 100}$	$\frac{2}{2-2}$	$\frac{4,5}{1,5-8,0}$	$\frac{1,7}{1,2-3,0}$	—	0,5	$\frac{3,5}{1,5-6,5}$
	Хромовый фенгит	5	$\frac{500}{480-520}$	$\frac{3700}{1200-8000}$	$\frac{20}{2-40}$	$\frac{84}{1,5-140}$	$\frac{4}{1,2-14}$	$\frac{23}{0,5-82}$	$\frac{12}{8-13}$	$\frac{70}{44-95}$
	Роскоэлит	4	$\frac{535}{534-536}$	$\frac{1900}{1850-1940}$	$\frac{20}{2-40}$	$\frac{80}{1,5-140}$	$\frac{5}{1-6}$	$\frac{1,6}{0,5-5}$	$\frac{13}{13-13}$	$\frac{28}{14-60}$
	Хромдравит	2	—	—	—	$\frac{100}{100-100}$	$\frac{6}{5-7}$	$\frac{2,8}{1,6-4}$	$\frac{12}{12-12}$	$\frac{9}{5-13}$

Табл. 2 (продолжение)

Мета-саматиты	Минерал	Число проб	V	Sn	Pb	Bi	Ag	In	Cu	Cd	Zn
Щелочноамфиболовые пропилиты	Олигоклаз	3	—	<1,5	<4	<0,25	<0,08	<0,3	$\frac{47}{40-50}$	<5	$\frac{34}{2-70}$
	Актинолит	2	$\frac{50}{50-50}$	<1,5	<4	<0,25	$\frac{4}{4-4}$	$\frac{3,1}{3,0-3,3}$	$\frac{30}{30-30}$	<5	$\frac{310}{240-380}$
	Голубой магнезиорибекит	2	$\frac{50}{50-50}$	$\frac{1,6}{0,8-2,5}$	$\frac{10}{3-18}$	0,1	$\frac{3,2}{2,4-4}$	$\frac{3,5}{3-4}$	$\frac{40}{30-50}$	<5	$\frac{830}{780-880}$
	Белый магнезиорибекит	1	50	14	7,5	<0,25	3,2	1,9	150	<5	360
	Биотит	3	60	<1,5	<4	<0,25	<0,08	$\frac{2,1}{1,7-2,5}$	$\frac{43}{40-50}$	<5	$\frac{210}{120-300}$
	Хлорит	3	—	$\frac{4,6}{2,5-6,7}$	<4	<0,25	$\frac{1,6}{0,08-2,7}$	$\frac{2,3}{1,5-2,8}$	$\frac{90}{30-200}$	<5	$\frac{1100}{600-1600}$
Хром-ванадиевые слюдиты	Тайниолит	3	—	<1,5	<4	<0,25	$\frac{3,1}{0,2-4,5}$	<0,3	$\frac{260}{30-710}$	$\frac{11}{5-23}$	$\frac{200}{40-470}$
	Хромовый фенгит	5	$\frac{140}{40-200}$	$\frac{2,2}{2-2,5}$	$\frac{95}{9-230}$	$\frac{5}{0,1-20}$	$\frac{2}{0,4-4,5}$	$\frac{0,6}{0,5-1,0}$	$\frac{80}{30-150}$	$\frac{300}{90-420}$	$\frac{700}{360-2300}$
	Роскоэлит	4	$\frac{70}{50-100}$	$\frac{3,2}{1,2-4,6}$	$\frac{140}{80-300}$	$\frac{1,4}{0,1-5}$	$\frac{3}{2-4,5}$	$\frac{0,8}{0,3-1,0}$	$\frac{65}{40-100}$	$\frac{530}{300-680}$	$\frac{340}{120-630}$
	Хромдравит	2	—	$\frac{2}{0,7-4}$	$\frac{240}{180-300}$	—	>3	$\frac{1,8}{1,5-2,0}$	$\frac{120}{80-150}$	$\frac{230}{200-260}$	$\frac{1100}{800-1400}$

Табл. 2 (продолжение)

Мегасоматиты	Минерал	Число проб	Ga	Ge	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni
Щелочноамфиболовые пропилиты	Олигоклаз	3	20	<1	<1	800	65	12	300	<7	<6
			13—26			100—1400	15—150	3—20	50—700		
	Актинолит	2	5	3	11	290	260	60	3050	32	70
			3—8	3—4	7,6—14	180—400	210—320	30—90	2800—3300	28—37	40—90
	Голубой магнезиорибекит	2	14	8	23	1180	1000	70	1900	31	125
			10—18	6—10	22—24	1000—1340	800—1200	40—100	1900—1900	30—32	90—160
	Белый магнезиорибекит	1	26	5	>100	880	24	610	600	70	560
Биотит	3	32	<1	26	7000	235	340	1900	9	65	
		30—33		18—32	3000—11 000	120—350	280—400	1000—2800	9—9	62—70	
Хлорит	3	28	<1	5,7	780	380	40	1800	60	100	
		20—32		1—10	180—1100	20—570	5—60	1200—2100	3—130	20—150	
Хром-ванадиевые слюды	Тайниолит	3	<1	<1	<1	130	370	890	70	6,0	10
						100—190	150—800	450—1700	50—110	3,5—8,4	3—15
	Хромовый фенгит	5	33	7	34	1900	>0,3 %	>5 %	190	8	160
			26—46	5—12	8—82	700—3600			90—350	3—20	120—230
	Роскозлит	4	27	5	22	2070	>5 %	>0,3 %	260	12,5	210
16—34			4—7	0,5—35	1000—4700	100—540			3—27	100—260	
Хромдравит	2	14	6,5	30	870	>5 %	>5 %	4000	28	150	
		12—16	6—7	20—40	820—920				26—30	140—160	

Примечания. 1. Содержания Rb, Li, Cs определялись методом пламенной фотометрии, остальных элементов — методом атомно-эмиссионного количественного спектрального анализа.

2. В дробных выражениях в числителе — среднее содержание, в знаменателе — диапазон колебаний содержаний.

Химический состав щелочноамфиболовых пропилитов
и хром-ванадиевых слюдитов (вес. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	49,74	48,86	67,11	39,71	55,22	54,75	54,06	68,98	57,16	35,23
TiO ₂	1,56	1,85	0,46	1,30	1,64	0,33	0,17	0,16	0,44	0,06
Al ₂ O ₃	11,16	11,19	10,68	11,04	10,85	2,34	3,69	3,99	6,38	0,95
Fe ₂ O ₃	2,90	5,51	4,22	15,43	2,01	8,76	3,69	2,09	1,66	0,29
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	10,00	10,88	5,22	3,48	0,28
V ₂ O ₅	—	—	—	—	—	2,45	1,72	1,63	5,72	0,24
FeO	10,89	11,21	4,74	4,38	11,07	—	—	—	—	—
MnO	0,22	0,18	0,12	0,20	0,17	0,22	0,13	0,07	0,07	0,07
MgO	5,00	5,37	0,88	4,61	5,03	3,45	8,97	6,05	8,68	15,80
CaO	8,27	6,98	2,75	17,30	6,83	1,24	2,83	1,11	0,75	18,50
ZnO	—	—	—	—	—	3,25	0,06	0,01	0,01	—
Na ₂ O	3,17	3,50	5,44	0,50	3,03	1,52	0,08	0,06	0,29	0,07
K ₂ O	0,92	1,79	0,62	0,43	0,51	3,13	5,13	5,02	7,84	0,88
P ₂ O ₅	0,17	0,20	0,08	0,15	0,15	—	—	—	—	0,04
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	0,84	0,46	0,65	0,65	—
H ₂ O ⁺	—	0,18	0,20	—	0,09	—	—	—	—	—
S	0,15	0,44	0,03	0,69	0,24	—	—	—	—	—
П. п. п.	3,64	3,23	2,30	3,01	2,89	2,18	6,22	3,25	2,06	27,00
F	—	—	—	—	—	0,54	1,04	1,17	1,59	0,49
-O=2F	—	—	—	—	—	0,23	0,44	0,50	0,67	0,21
Сумма	97,79	100,49	99,63	98,75	99,73	94,77	98,51	98,86	96,11	99,88

1 — неизменные диабазы нижнезаонежской подсвиты (11 проб); 2 — 5 — щелочноамфиболовые пропилиты: 2 — рибекит-биотит-альбитовые изменения (6 проб), 3 — кварц-альбитовые жилы (2 пробы), 4 — эпидозиты (3 пробы), 5 — кварц-хлорит-карбонатные изменения в диабазах (4 пробы); 6—10 — хром-ванадиевые слюдиты: 6 — с хромовым эгириниом и цинкохромитом (1 проба), 7 — хромовый слюдит с хромдравитом (1 проба), 8 — окварцованный хромовый слюдит (3 пробы), 9 — ванадиевый слюдит (3 пробы), 10 — хлорит-карбонатные изменения (10 проб). 1—5 — рентгеноспектральный анализ, ПГО «Севзапгеология»; 6—10 — химический анализ, аналитики В. Г. Боян, Г. Ф. Петрова, Н. А. Михайлова и С. В. Потапова, ВСЕГЕИ.

натных изменений по сравнению с неизменными породами накапливаются Fe²⁺, Ca, Mg и уменьшаются содержания K, Na, Fe³⁺; Si и Al ведут себя инертно. Таким образом, в процессе образования щелочноамфиболовых пропилитов ранний калиевый метасоматоз сменяется кремне-натровым и далее железокальциево-магнезиальным, проходящим вначале в окислительных условиях, а затем в восстановительных.

Хром-ванадиевые слюдиты локализируются в местах усложнения антиклинальной структуры, в ядре которой выходят тальк-доломитовые сланцы и доломиты туломозерской свиты, а на крыльях — алевролиты, шунгитсодержащие сланцы и диабазы нижнезаонежской подсвиты. Слюдиты слагают линзовидные тела протяженностью до 100 м, развивающиеся на контакте зао-

нежских алевролитов и туломозерских доломитов в мелких син-клинальных складках, осложняющих антиклиналь, а также образуют жилы, цемент брекчий в тектонических зонах, которые окружены ореолами окварцевания, перекристаллизации и развития слюд, прослеженными вдоль разломов на глубину до 500 м. Метасоматические изменения затрагивают в основном алевролиты и доломиты, реже шунгитсодержащие и глинисто-карбонатные сланцы.

Состав и последовательность минералообразования в слюди-тах на отдельных участках существенным образом отличаются: на Южном развиты в основном хромовые минералы, сульфиды распространены ограничено, интенсивно проявлены гипергенные процессы; для Центрального участка характерна ванадиевая минерализация и карбонатно-сульфидные жилы; на Северном — тела слюдитов не обнаружены, развиваются лишь ореолы хлоритизированных слюд с невысоким содержанием Cr и V, присутствует также фиолетовый хромсодержащий пеннин.

В процессе образования хром-ванадиевых слюдитов на Южном участке выделяются следующие последовательно сменяющие друг друга минеральные ассоциации, разделенные тектоническими подвижками, выражающимися в образовании зон брекчирования:

1) Тайниолит.

2) Альбит, ортоклаз и изумрудно-зеленый хромовый эгирин с содержанием Cr_2O_3 до 9,2 % (табл. 1), образующие порфиробласты и вкрапленность в доломитах. Хромовый эгирин, в отличие от эгирина, имеет прямую схему плеохроизма, по *Ng* и *Nt* — изумрудно-зеленый, по *Np* — желто-зеленый и характеризуется меньшими показателями преломления.

3) Хромовый фенгит, хромдравит (табл. 1) с цинхромитом ZnCr_2O_4 , развивающимся по более раннему хромовому эгирину, и эсколаитом Cr_2O_3 . Минералы данной ассоциации слагают основную массу линзовидных тел и жил метасоматитов. Кварц из прожилков, секущих породы этой стадии, содержит газовые включения, свидетельствующие о сравнительно высокой (>260 °C) температуре их образования.

4) Роскоэлит (табл. 1) и переотложенные хромовая и литиевая слюды, образующие мономинеральные тела по алевролитам, жилы и развивающиеся по плоскостям расщепления в доломитах.

5) Кварц, доломит, кальцит с монтрозентом VOOH и содержащим 10,7 % V_2O_5 рутилом. Характер выделения ассоциации — жилы, цемент брекчий; температура образования 250—175 °C. В кварце и доломите отмечается обилие газово-жидких и многофазных сильноминерализованных включений.

6) Кварц, апатит, кальцит, барит, сульфиды Fe, Cu образуют поздние жилы при температуре 150—110 °C.

На Центральном участке наиболее ранними являются кальцит-ванадийэгириновые жилы, которые сменяются жилами роскоэлита с монтрозеитом и более поздними карбонатно-монтрозитовыми жилами с карелианитом V_2O_3 . После ванадиевых минералов отлагаются сульфиды Fe, Cu, Zn, Pb, Mo.

Ванадийэгирин (табл. 1) является аналогом эгирина, в котором Fe^{3+} замещается V^{3+} . Цвет минерала коричневый, плеохроизм $Np > Nm > Ng$, по Np — буро-красный, по Nm — коричневый, по Nr — зеленый. Карелианит черный, в отраженном свете розовато-коричневый, отражательная способность 19—20 %, сильно анизотропен, твердость высокая.

Основными минералами хром-ванадиевых слюдитов являются тайниолит, хромовый фенгит, роскоэлит и хромдравит (табл. 1).

Особенности состава минералов метасоматитов обусловлены низким содержанием в среде минералообразования Al и Fe, дефицит которых вызывает вхождение в структуру минералов в значительных количествах Cr и V. Следует отметить особую роль литиевой слюды — тайниолита, которая образует обширные ореолы вокруг слюдитов и вне участков их распространения, тяготеющие к определенным стратиграфическим горизонтам доломитов в разрезе тулоозерской свиты. По сравнению с другими слюдами метасоматитов тайниолит содержит значительно меньше Be, Nb, Sc, Ti, Mn, Ni, Y, Yb, Zr, Cd, Ga, Ge и несколько больше Cu и La (табл. 2). Хромовый фенгит и роскоэлит обогащены относительно железо-магнезиальных слюд гранитоидов [3] литофильными элементами Li, Be, B и содержат меньше Rb, Cs, Nb, Sn, Zr, Mn, Ti. Более поздняя ванадиевая слюда содержит меньше литофильных примесей, чем хромовый фенгит, однако, так как она развивается в основном по алевролитам альбит-карбонатного состава и обогащена Al и Fe, в роскоэлите повышены содержания Ti, Mn, Ni, Co. Математическая обработка результатов 48 спектральных и 15 химических анализов слюда показала, что Li и F не обнаруживают корреляции с содержаниями элементов, характерных для слюдитов (Cr, V, Be, Zn, Pb и др.), а это указывает на различия в способе образования тайниолита и других слюд. В турмалине помимо высоких содержаний Cr (до 31 % Cr_2O_3) и V (до 13,3 % V_2O_3) сильно концентрируются Mn и Zn. Be в слюдитах тесно связан с Cr и накапливается в хромовом фенгите и эсколаите, в котором спектральным анализом установлено 1—2 % Be.

Геохимические особенности хром-ванадиевых слюдитов были изучены на примере Южного участка на ограниченном числе проб (1—10 проб). Метасоматиты характеризуются накоплением V, Cr, Zn до нескольких процентов, а также литофильных (Li, Ti, Be, F, B) и халькофильных (Mo, Ge, Bi, Cd) элементов; в меньшей степени концентрируются Yb, Pb, Ag, In, Ni (табл. 4). Содержания Rb, Cs, Cu, Co, Sc, Ti, Ga, Sn, Nb, Sb равны клар-

Средние содержания элементов-примесей в хром-ванадиевых слюдитах (г/т)

Номер анализа	Rb	Cs	Tl	Sr	Zr	Nb	Y	Yb	Be	F	Sn	Pb	Mo	Bi
1	120	1,5	2,4	34	43	5	4	6	68	7 075	3,7	230	60	20,1
2	220	2,7	3,3	21	42	3	8	6	46	10 833	2,0	46	1,5	12,5
3	350	3,0	6,0	16	92	6	8	10	20	9 350	3,8	135	2,6	9,0
4	33	0,5	0,5	49	7	6	10	4	2	4 945	0,7	14	0,9	4,0

Табл. 4 (продолжение)

Номер анализа	Sb	Ag	In	Cu	Cd	Zn	Ga	Ge	Sc	Ti	Mn	Ni	Co
1	0,7	0,2	0,8	50	137	24 700	20,5	12,7	43	2181	774	171	27
2	0,8	0,4	0,7	45	21	279	14,6	4,2	26	1072	562	138	17
3	1,6	0,3	0,7	80	14	239	21	4,3	47	1421	287	276	5
4	0,6	0,1	0,1	53	42	449	1	1	1	166	371	16	5

1 — слюдиты с хромовым эгиринном и цинкохромитом; 2 — слюдиты с хромовым фенгитом и хромдравитом; 3 — слюдиты с розкозитом; 4 — ослюденные доломиты с цинкохромитом. Элементы определялись следующими методами: Rb, Cs — пламенной фотометрии; Sr, Pb, Zr, Y — рентгеноспектральным; Ti, Bi, Sb, Cd — атомно-абсорбционным; F — ионно-селективным; Nb, Yb, Be, Sn, Mo, Ag, In, Cu, Zn, Ga, Ge, Sc, Ti, Mn, Ni, Co — методом атомно-эмиссионного количественного спектрального анализа.

ковым или несколько больше их. Слюдиты обеднены Sr, Zr, Y, Mn. В направлении от ранних стадий к поздним в метасоматитах уменьшается содержание Fe^{3+} , Cr, Zr, Mn и возрастает — F, K, Al, V (табл. 3). Из микроэлементов к конечным ассоциациям накапливаются Rb, Cs, Tl, Sb и уменьшается содержание Sr, Be, Mo, Bi, Cd, Mn, Co. В слюдитах с роскоэлитом по алевролитам больше Zr, Nb, Yb, Ni, что связано с особенностями субстрата.

Таким образом, хром-ванадиевые слюдиты образуются в ходе высоко-среднетемпературного (400—200 °C) щелочного (K) метасоматоза, сопровождающегося привнесом литофильных (Li, Be, F, B, Tl), сидерофильных (Cr, V) и халькофильных (Zn, Mo, Bi, Cd) элементов. Абсолютный возраст метасоматитов, определенный K-Ar методом по слюдам, составляет 1780 ± 80 млн. лет, что соответствует возрасту магматических и гидротермально-метасоматических образований эпохи раннепротерозойской протоактивизации, интенсивно проявленной на юге Балтийского щита [2].

Вмещающие слюдиты породы туломозерской и низов заонежской свиты характеризуются низкими содержаниями Cr, V, Be, Li, Pb, Mo, Ag и других элементов, концентрирующихся в метасоматитах. Однако в восточной части Онежского прогиба широко развиты шунгиты и шунгитсодержащие породы верхней подсвиты заонежской свиты, специализированные на V, Zn, Cu. Шунгитистые туффиты второй пачки подсвиты сильно обогащены V, Zn, Mo, As, а также Ni, Cu, Cr, B; в то же время шунгитсодержащие породы содержат Be и Li в количествах, не превышающих кларковые [1].

Эпигенетические концентрации Cr и V разного генезиса, имеющие близкие к описанным хром-ванадиевым слюдитам минеральный состав и геохимические особенности, распространены достаточно широко и проявляют пространственную и генетическую связь с углеродистыми формациями докембрия и фанерозоя. Характерным примером являются породы, возникшие при метаморфизме и гидротермальном изменении кембрийских кремнисто-углеродистых сланцев Северного Тянь-Шаня, обогащенных Ba, Sr, V, Cr, Pb, Ag, Mo, Zn, иногда Li, B, Be [4]. Эпигенетические минералы в этих породах представлены роскоэлитом, чернышитом (Ba-V слюдой), голдманитом, хромовой слюдой, ванадиевым турмалином, монтрозитом.

По минеральному составу и, отчасти, геологическому положению изученные хром-ванадиевые слюдиты наиболее близки к контактово-метасоматическим и гидротермальным образованиям медного месторождения Оутокумпу в Финляндии, расположенного в Ладожско-Ботническом подвижном блоке, в области развития серпентинитов и сланцев, в том числе обогащенных ванадием черных филлитовых сланцев. Помимо скарновых минералов (таумавита, хромдиопсида, хромового тремолита,

уваровита) в кварцитах и метасоматических доломитах месторождения развиты фуксит, хромовый турмалин, эсколаит, карелианит, цинксодержащий хромит [5]. Почти все упомянутые выше минералы или их разновидности обнаружены в метасоматитах Онежского прогиба.

Щелочные пропилиты и хром-ванадиевые слюдиты близки по условиям образования, минеральному составу и геохимическим особенностям и, видимо, связаны с поступлением по зонам глубоких разломов флюидов и растворов, обогащенных летучими и литофильными элементами. Источником V, Cr, Zr, Mo в метасоматитах являются шунгитсодержащие породы заонежской свиты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Галдобина Л. П., Голубев А. И. Углеродистые (шунгитсодержащие) породы Онежской мульды и их металлогеническая специализация.— В кн.: Металлогения Карелии. Петрозаводск, 1982, с. 133—143.
2. Григорьева Л. В., Колесник Н. Н., Шинкарев Н. Ф. Геология, глубинное строение и металлогения областей тектоно-магматической активизации на Балтийском щите.— В кн.: Особенности металлогении докембрия СССР. Л., Недра, 1979, с. 18—30.
3. Средние содержания элементов-примесей в минералах / В. В. Иванов, В. В. Белевитин, Л. Ф. Борисенко и др. М., Недра, 1973. 244 с.
4. Холодов В. Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М., 1973. 279 с.
5. Eskola P. On the chrome minerals of Outokumpu.—Extrait des Comptes Rendus de la Société géologique de Finland, 1933, № 7, p. 26—44.

УДК 552.1 : 54(575)

В. В. Терновой

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ САРГАРДОНСКОГО ИНТРУЗИВА ГРАНИТОВ (ЧАТКАЛЬСКИЙ ХРЕБЕТ)

Повышение эффективности геологоразведочных работ на редкометально-флюоритовые руды требует дальнейшей разработки вопросов о связи оруденения с гранитоидами и установления критериев их рудоносности на основе изучения рудных полей и петрогеохимических особенностей конкретных интрузивов. Саргардонский интрузив благодаря широкому развитию различных рудных образований, а также хорошей вертикальной обогащенности является представительным объектом для постановки таких исследований.

Саргардонский гранитный интрузив относится к арашанскому комплексу гранитов (Р или Р—Т), имеющему широкое распространение в Чаткало-Кураминском регионе. По геотектоническому положению (приуроченность к этапу тектоно-магматической активизации каледонской геосинклинальной области), а

также по минеральному и химическому составу саргардонские граниты (арашанский комплекс) можно параллелизовать с ачатауским комплексом гранитов Центрального Казахстана и отнести к редкометаллоносной формации аляскитов — лейкогранитов [2]. С интрузивом связано комплексное редкометалльно-флюоритовое оруденение, представленное кварц-грейзеновыми образованиями в гранитах (W, Вi и др.), апокарбонатными и апоскарновыми грейзенами (слюдисто-флюоритовые метасоматиты), полевошпат-флюоритовыми апогранитными метасоматитами, а также наиболее поздними кварц-карбонат-флюоритовыми жилами.

Геологическое строение и минералогия Саргардонского рудного поля нашли отражение в работах В. Н. Аполлонова, Е. М. Головина, Г. Е. Завьялова и других исследователей [1, 3, 4], а характеристика гранитоидов Саргардонского интрузива приведена в «Каталоге...» [6]. При полевом изучении Саргардонского рудного поля были отобраны пробы из всех разновидностей пород интрузива; ряд проб для аналитических исследований любезно предоставлен автору Н. Г. Бузковой. Анализы выполнены в лабораториях ВСЕГЕИ с использованием рентгеноспектрального флюоресцентного силикатного, ионометрического, пламенно-фотометрического, количественного и приближенно-количественного спектральных методов.

Саргардонский интрузив представляет собой штокообразное тело, вытянутое в широтном направлении субсогласно с простиранием вмещающих карбонатных отложений раннего карбона (чаватинская, коксуйская и темирбастауская свиты). Площадь выходов гранитов на современную поверхность составляет 2,5 км². Интрузив имеет крутые, близкие к вертикальным контакты с вмещающими породами, и лишь у поверхности северный контакт значительно выволаживается, что может служить признаком небольшого эрозионного среза массива, который оценивается не более чем в 500 м [6]. Амплитуда эрозии массива в современном рельефе превышает 600 м, что позволяет оценивать его максимальный эрозионный срез в юго-восточной части более чем в 1000 м.

Большую часть Саргардонского интрузива слагают порфировидные лейкократовые граниты, меньшую — средне-крупнозернистые граниты, выходы которых отмечаются преимущественно в его южной части. Для северного эндоконтакта характерны небольшие тела мелкозернистых аплитовидных гранитов, мощность которых в приповерхностных частях достигает 200 м и значительно уменьшается на более глубоких горизонтах. Здесь же, в экзоконтакте интрузии, наиболее широкое развитие получили гранит-порфиры, образующие тела неправильной формы и сложноветвящиеся дайки, мощность которых в раздувах достигает 200 м. Большинство геологов [4, 10, 11] эти гранит-порфиры считают более древними, чем граниты Саргардонского интрузива.

ва, и относят их к дайковому этапу гранодиорит-гранитового комплекса карбонового возраста. В монографии «Петрография Узбекистана» [9] дайки кварцевых порфиров Саргардон-Караарчинской зоны и граниты Саргардонского интрузива на основании сходства их минерального состава и постепенных контактов друг с другом были объединены в одну формацию. Полевые исследования автора совместно с А. А. Ивановой в пределах рудного поля позволили установить, что гранит-порфиры представляют собой фацию эндоконтакта порфировидных гранитов интрузива, а также его дайки-апофизы. В пользу этого свидетельствуют следующие факты: постепенный переход порфировидных гранитов в гранит-порфиры; наличие в ряде даек центральных зон, сложенных мелкозернистыми гранитами; приуроченность большинства даек к северному, более пологому контакту интрузива. Характер взаимоотношений гранитов и гранит-порфиров показан на рис. 1. К постгранитным относятся дайки аплитов, граносиенитов и диабазов, имеющие ограниченное распространение в пределах рудного поля.

По минеральному составу все отмеченные разновидности пород Саргардонского интрузива соответствуют двуполевошпатовым биотитовым лейкократовым гранитам. Основные породообразующие минералы представлены: кварцем — 30—40 %, плагиоклазом (олигоклазом) — 10—30 %, калиевым полевым шпатом — 25—45 %, биотитом — 1—3 % (иногда до 5 %). Наиболее распространенными акцессорными минералами гранитов являются флюорит (содержание которого, по данным Н. Г. Бузковой, достигает 1400 г/т), магнетит, циркон, апатит, сфен, топаз, пирит.

Химический состав гранитов неоднороден (табл. 1), главным образом по содержанию кремнезема в породах. Согласно классификации гранитоидов [2, 7], породы, слагающие интрузив, занимают поля от нормальных до ультракислых по содержанию кремнезема и от нормальных до субщелочных по содержанию суммы щелочей (рис. 2). Рассматривая отдельные группы гранитоидов, можно установить некоторые закономерности изменения их состава. Так, ультракислый нормальнощелочной состав имеют главным образом средне-крупнозернистые граниты, тогда как для порфировидных разновидностей характерен субщелочной нормальнокислый состав. Заметны различия этих групп и по другим параметрам: содержанию Ti, Al, Mg, а также по отношениям Fe_2O_3/FeO и K/Na (табл. 1).

Для порфировидных гранитов, слагающих основную часть интрузива, характерно закономерное изменение химического состава пород по вертикали. Апикальные части интрузива (не глубже 350 м относительно современного эрозионного среза) обогащены кремнеземом и натрием, тогда как содержания всех остальных петрогенных компонентов в них ниже, чем на более глубоких горизонтах. Наблюдается уменьшение дисперсий со-

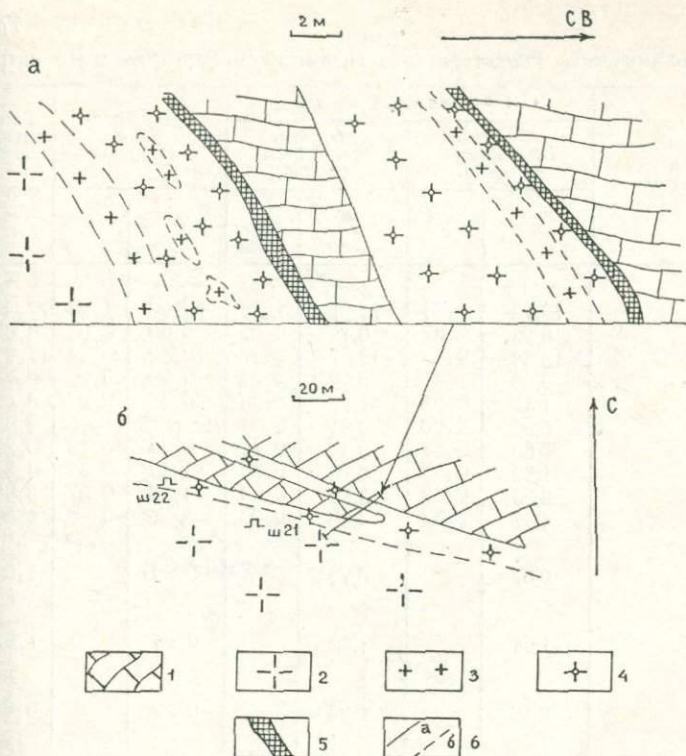


Рис. 1. Характер взаимоотношений гранитов и гранит-порфи-
ров в северной части Саргардонского интрузива.

а — зарисовка обнажения; *б* — схематическое изображение контактовой
зоны интрузива.

1 — известняки; 2 — порфиридные граниты; 3 — средне-мелкозерни-
стые граниты; 4 — гранит-порфиры; 5 — скарны; 6 — геологические гра-
ницы: *а* — с резкими контактами между породами, *б* — с постепенны-
ми переходами одной породы в другую.

держаний всех петрогенных компонентов (за исключением натрия) в апикальных частях интрузива, что можно объяснить перераспределением (выравниванием) элементов в процессе постмагматической переработки гранитов, главным образом альбитизации. По ряду петрохимических характеристик, таких как содержание кремнезема, глинозема, щелочей, суммы железа, титана, марганца, дайки гранит-порфиоров занимают закономерное положение в общем ряду изменения химического состава пород интрузива снизу вверх или от центра к периферии, что подтверждает правильность вывода об отнесении гранит-порфиоров к фациальной разности пород арашанского комплекса. Отмеченная тенденция изменения состава пород может объясняться, с одной стороны, разными условиями кристаллизации

Петрохимическая характеристика гранитоидов Саргардонского интрузива

Петрохимические показатели	Порфиroidные граниты				Гранит-порфиры (5 проб)		Равномерно-зернистые граниты (6 проб)	
	Абс. отм. 1550—1900 м (8 проб)		Абс. отм. 1900—2250 м (9 проб)		\bar{x}	S	\bar{x}	S
	\bar{x}	S	\bar{x}	S				
SiO ₂	72,52	1,84	74,01	1,78	75,93	1,26	77,40	1,83
TiO ₂	0,22	0,07	0,18	0,05	0,05	0,01	0,09	0,03
Al ₂ O ₃	13,38	0,59	12,97	0,37	12,82	0,44	11,97	0,47
Fe ₂ O ₃	0,80	0,41	0,92	0,34	0,29	0,26	0,73	0,29
FeO	1,40	0,54	1,17	0,23	0,46	0,27	0,69	0,16
MnO	0,05	0,03	0,04	0,01	He обн.	—	0,02	0,02
MgO	0,60	0,28	0,35	0,12	0,38	0,12	0,23	0,17
CaO	1,32	0,59	0,76	0,30	1,12	0,36	0,81	0,38
Na ₂ O	3,33	0,52	3,82	0,74	4,23	0,57	3,03	0,32
K ₂ O	4,87	0,30	4,50	0,23	3,59	0,89	4,50	0,34
$\frac{Fe_2O_3}{FeO}$	0,57		0,79		0,63		1,06	
$\frac{K}{Na}$	1,64		1,32		0,95		1,67	
$\frac{K+Na}{Al}$	0,88		0,96		0,90		0,94	

\bar{x} — средние содержания, вес. %; S — стандартные отклонения.

расплава непосредственно на контакте с вмещающими породами и на сравнительно больших глубинах, а с другой — разной степенью проявления постмагматических процессов.

Резкое увеличение содержания натрия в гранитах при приближении к апикальной части интрузива и переходе к гранит-порфирам вызвано альбитизацией пород. По формуле, предложенной З. Г. Караевой [5], можно оценить количество натрия связанного с процессом альбитизации. Приняв за неизменные породы порфиroidные граниты нижних горизонтов (абс. отм. до 1900 м), средняя величина B для которых равна 0,82, получим, что для гранитов апикальной части в среднем 1 % Na₂O связан с альбитизацией, а в гранит-порфирах его количество достигает 1,7 %. На графике (рис. 3), где по оси абсцисс отложена величина $A = Na + K - Ca$, определяющая щелочность пород, а по оси ординат — величина $B = (Na - Ca) / K$, показывающая степень их альбитизации [5], также наблюдается четкая тенденция изменения состава порфиroidных гранитов в вертикальном разрезе и при переходе их в гранит-порфиры. Средне-зернистые граниты характеризуются несколько пониженной общей щелочностью, что уже отмечалось ранее. На этом же гра-

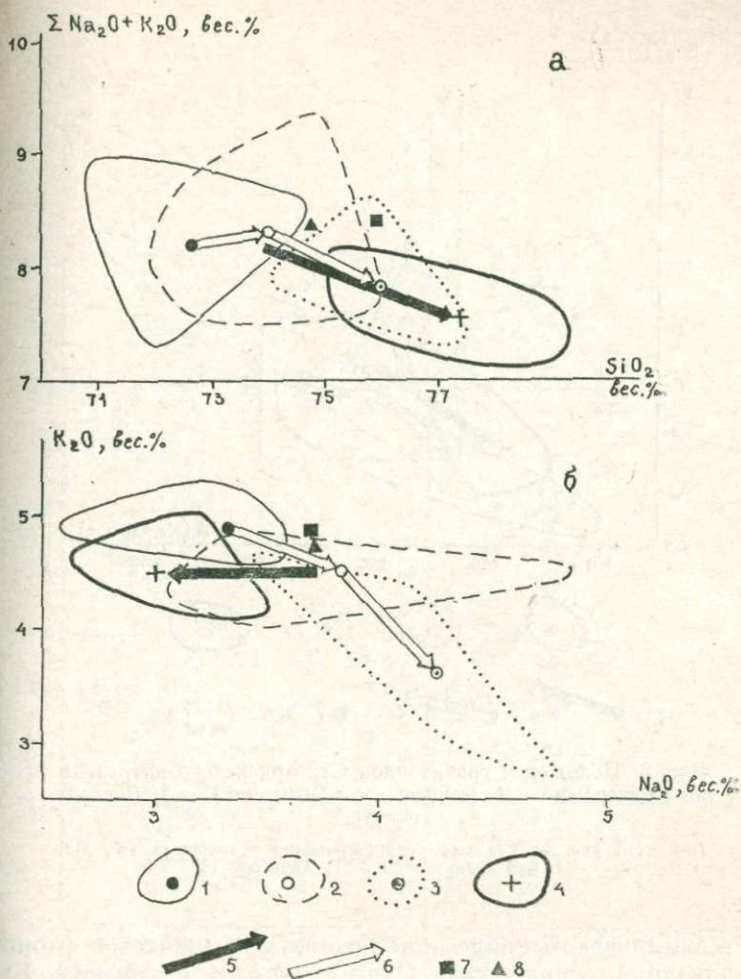


Рис. 2. Положение гранитоидов Саргардонского интрузива на диаграммах $\Sigma \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (а) и $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$ (б).

1-4 — поля распространения и средние значения для пород интрузива: порфириовидных гранитов глубоких горизонтов (1) и апикальной части (2), гранит-порфиоров (3), среднезернистых гранитов (4); 5, 6 — тенденции изменения состава гранитоидов: от порфириовидных к среднезернистым (5) и для порфириовидных — от глубоких горизонтов к апикальной части и к гранит-порфирам (6); 7, 8 — средние составы рудоносных гранитов: 7 — Карабинского интрузива (по данным автора), 8 — интрузивов района Лост-Ривер, Аляска, США (по данным К. Сейнсбери, 1969 г.).

фиге показан ареал распространения рудоносных (Mo, W, Sn) гранитов по З. Г. Караевой. Большинство пород Саргардонского интрузива, и главным образом порфириовидные граниты апикальной части, попадают в поле рудоносных гранитов.

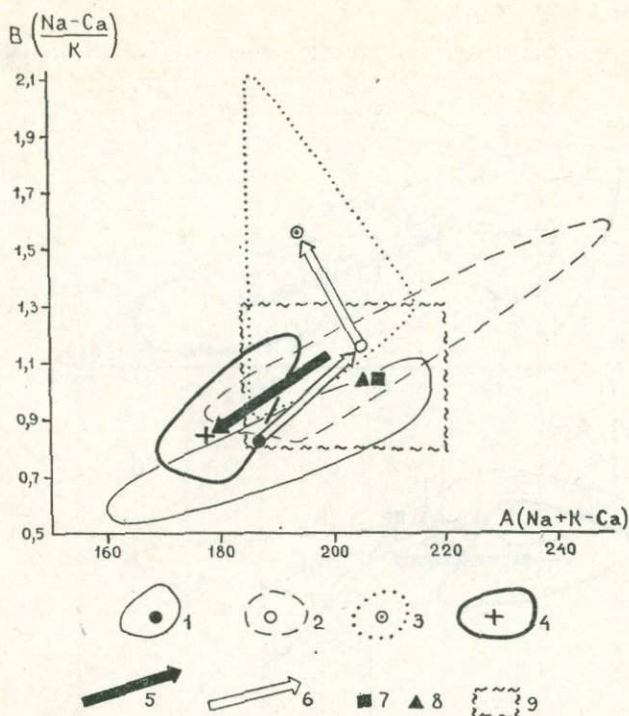


Рис. 3. Положение гранитоидов Саргардонского интрузива на диаграмме B (степень альбитизации) — A (щелочность).

1—8 — см. рис. 2; 9 — поле распространения рудоносных (W, Mo, Be, Sn) гранитов по З. Г. Караевой [5].

В геохимическом плане наиболее четко выделяется фторовая специализация гранитоидов Саргардонского интрузива. Высокие содержания фтора характерны для всех разновидностей пород и в среднем превышают кларк для гранита в 2—3 раза. Наиболее обычны содержания фтора 0,1—0,4 %. На рис. 4 показаны соотношения содержаний породообразующих компонентов в гранитах интрузива и концентраций в них фтора. Тесная корреляция с содержаниями фтора наблюдается лишь для магния и двухвалентного железа, что, очевидно, объясняется концентрацией значительной части фтора в биотите гранитов (до 2,8 % [6]). Менее отчетливо проявляется отрицательная корреляция содержаний фтора с кремнеземом и положительная — с глиноземом и кальцием. Приведенные данные свидетельствуют о связи фтора с процессами петрогенеза гранитов. Зависимость растворимости фтора от кремнекислотности гранитного расплава (ее возрастание в менее кремнекислых магмах) была пока-

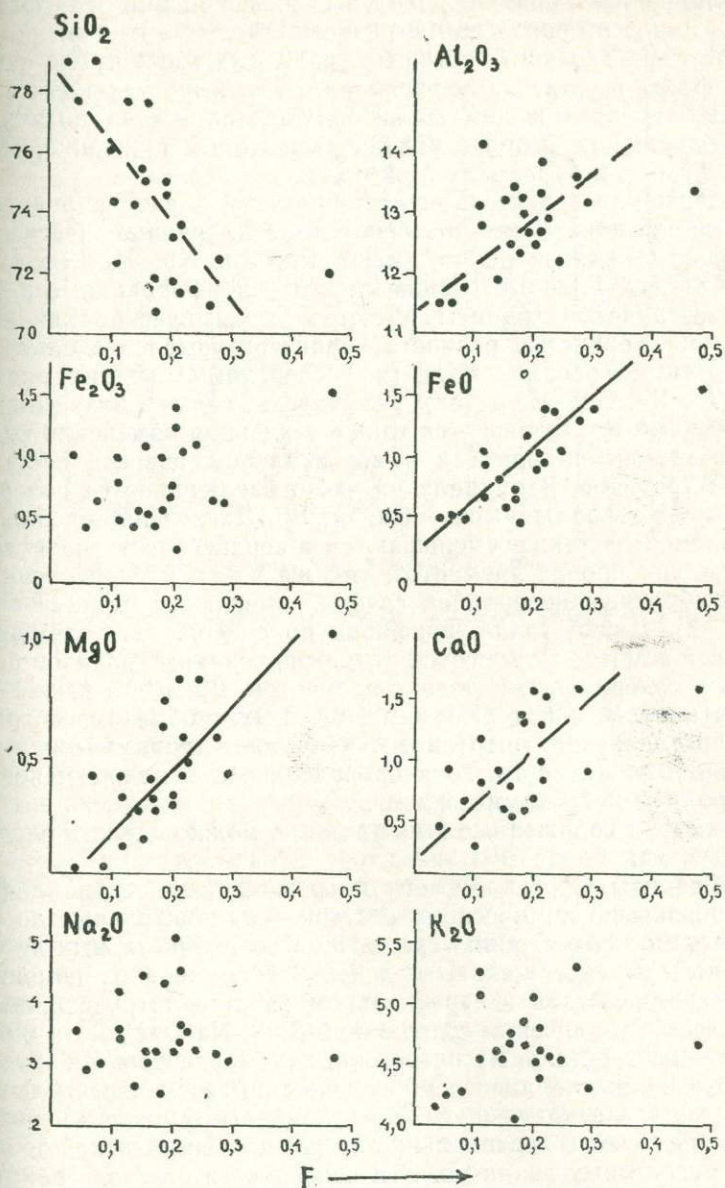


Рис. 4. Соотношение содержаний породообразующих компонентов в гранитах Саргардонского интрузива и концентраций в них фтора (вес. %). Сплошными линиями показаны прямые регрессии в случае высокого коэффициента корреляции рассматриваемых функций ($K > 0,7$), пунктирными — в случае $K = 0,5-0,7$.

зана на примере монгольских онгонитов и литий-фтористых гранитов В. И. Коваленко [8], который на основании этих фактов сделал вывод об образовании редкометалльных литий-фтористых гранитов при эволюции обычных гранитных магм путем накопления фтора в остаточных расплавах. Такой же механизм образования вероятен и для гранитов Саргардонского интрузива, хотя содержания фтора и редких элементов в них ниже, чем в литий-фтористых гранитах Монголии.

Содержания других элементов-примесей в рассматриваемых гранитах незначительно отличаются от кларковых. Несколько повышенные концентрации имеют Rb, Sn; Nb, Mo, пониженные — Sr, Ba. Главные разновидности — порфирировидные и равномернозернистые граниты имеют и геохимические различия. Равномернозернистые граниты характеризуются несколько более низкими содержаниями (и дисперсиями) редких элементов — Li, Rb, Sn, Be, а также значительно более низкими концентрациями Ba. Отмечается также тенденция изменений содержания элементов-примесей в вертикальном разрезе порфирировидных гранитов. В апикальной части увеличиваются содержания F и Rb и понижаются — Ba, Sr, Pb. Дисперсии содержания этих элементов также уменьшаются в верхней части интрузива. Содержания прочих элементов, так же как и их дисперсии, на двух выбранных интервалах глубин изменяются незначительно (табл. 2). Дайки гранит-порфиров по содержанию элементов-примесей заметно отличаются от порфирировидных гранитов более низкими содержаниями редких элементов, Ba, Pb, а также резко повышенными содержаниями Sr. Таким образом, в гранитах Саргардонского интрузива отмечается и геохимическая вертикальная зональность, хотя проявлена она в целом менее отчетливо, чем петрохимическая.

Суммируя изложенные выше данные, можно сделать следующие выводы:

1. Граниты Саргардонского интрузива значительно дифференцированы по химическому составу — от нормальных до ультракислых по содержанию кремнезема и от нормальных до щелочных по содержанию щелочей. Закономерное изменение химического состава в вертикальном разрезе интрузива, выражающееся в увеличении содержания SiO_2 , Na_2O , F, Rb и уменьшении — всех остальных петрогенных компонентов, Ba, Sr, Pb, а также снижение дисперсий содержания всех перечисленных элементов (за исключением Na) в апикальной части интрузива свидетельствуют о вертикальной петро- и геохимической зональности рудоносных гранитов. Эти особенности состава гранитов наряду с другими геологическими факторами могут быть использованы для оценки эрозионного среза и рудоносности интрузивов.

2. В геохимическом плане породы Саргардонского интрузива характеризуются четкой фторовой специализацией. Корреля-

Содержания фтора (%) и других элементов-примесей (г/т)
в гранитоидах Саргардонского интрузива

Элементы-примеси	Порфиroidные граниты				Гранит-порфиры (5 проб)		Равномернозернистые граниты (6 проб)	
	Абс. отм. 1550—1900 м (8 проб)		Абс. отм. 1900—2250 м (9 проб)					
	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S
F	0,17 (18)*	0,10	0,22 (19)	0,09	0,17 (25)	0,12	0,20 (16)	0,13
Ba	860	240	590	200	220	50	320	210
Sr	230	110	110	30	530	190	200	130
Li	22	10	21	11	6	3	9	1
Rb	302	60	337	40	175	73	228	41
Cs	5	2	6	5	3	0	5	2
Sn	12	7	9	5	7	3	6	2
Be	12	5	14	9	6	2	6	3
Nb	40 (16)	20	50 (16)	30	50 (25)	20	50 (12)	30
Mo	2,8 (16)	1,3	2,5 (16)	4,7	2,7 (25)	2,5	2,1 (12)	1,5
Pb	53 (16)	20	37 (16)	14	11 (25)	14	31 (12)	19

\bar{x} — средние содержания, S — стандартные отклонения.

* В скобках указано количество анализов, использованных в данном подсчете.

ционные связи концентраций фтора с рядом петрогенных элементов (в первую очередь с Fe^{2+} и Mg) указывают на его связь с процессами петрогенеза гранитов. В отличие от многих интрузивов акчатауского, а также некоторых интрузивов арашанского комплексов, саргардонские граниты не обладают резко выраженной редкометальной геохимической специализацией.

3. Геологические условия локализации и ряд петрохимических признаков свидетельствуют в пользу отнесения гранит-порфиров к фации эндоконтакта и даек-апофиз интрузива. Такие образования характерны и для многих других редкометальных рудных полей. Распространение даек гранит-порфиров далеко за пределы Саргардонского рудного поля, главным образом в западном направлении (Саргардон-Караарчинская зона), позволяет расширить перспективы выявления новых рудных тел как редкометально-грейзенового апогранитного, так и экзогрейзенового редкометально-флюоритового типов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аполлонов В. Н. Первая находка селлаита в Узбекистане.— Узб. геол. журн., 1966, № 5, с. 10—15.
2. Бескин С. М., Ларин В. Н., Марин Ю. Б. Редкометальные гранитовые формации. Л., Недра, 1979. 280 с.

3. Головин Е. М., Завьялов Г. Е., Камагуров Г. Е. Геоструктурные особенности и развитие флюоритогенеза в Шабрезском рудном поле (Приташкентский район).— В кн.: Геология и закономерности размещения нерудных полезных ископаемых Средней Азии. Ташкент, 1978, с. 10—20.

4. К геологии и оценке перспектив Шабрезского флюоритоносного поля (юго-западные отроги Срединного Тянь-Шаня) / Е. М. Головин, Г. Е. Завьялов, В. И. Калинин и др.— Узб. геол. журн., 1977, № 2, с. 18—24.

5. Караева З. Г. Петрохимические особенности рудоносных гранитоидов.— ДАН СССР, 1968, т. 179, № 6, с. 1436—1439.

6. Каталог интрузивных массивов Узбекистана. Ч. 1 / Ред. И. Х. Хамрабаев. Ташкент, 1975. 259 с.

7. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М., Недра, 1981. 160 с.

8. Коваленко В. И. Петрохимия и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск, Наука, 1977. 206 с.

9. Петрография Узбекистана. Т. 1 / Ред. И. Х. Хамрабаев. Ташкент, Наука, 1964. 445 с.

10. Редкие элементы и аксессуарные минералы в интрузивных комплексах Срединного Тянь-Шаня / В. В. Козырев, Ю. Б. Ежков, И. В. Левченко и др. Ташкент, 1972. 300 с.

11. Юдалевич З. А., Аполлонов В. Н., Мушкин И. В. К вопросу о соотношении редкометалльного и скарново-полиметаллического оруденения центральной части Чаткальского хребта (Западный Тянь-Шань).— ДАН СССР, 1966, т. 169, № 3, с. 652—655.

УДК [552.1 : 54] : 552.33(571.5-13)

С. А. Смыслов

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД СЫННЫРСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА

Сыннырский щелочной массив входит в состав Северо-Байкальской провинции щелочных и фельдшпатоидных сиенитов и является ее крупнейшим телом [3]. Он расположен в центральной части провинции, которая протягивается в северо-восточном направлении от оз. Байкал на 250 км в виде цепочки разноразмерных интрузивов. Сыннырский плутон имеет округлую форму, резкие интрузивные контакты с вмещающими терригенно-вулканогенными породами. Площадь его около 600 км². Формирование массива происходило в две основные интрузивные фазы: в одну возникли фельдшпатоидные (нефелиновые, нефелин-кальцитовые и кальцитовые) сиениты, слагающие около 90 % площади выхода плутона, в другую в центральной части образовалось овальное по форме тело (шток) щелочных сиенитов — пуласкитов. Вопрос о последовательности внедрения этих щелочных пород массива дискуссионен. Высказывалось и высказывается мнение [1], что ранней его фазой следует считать центральный пуласкитовый шток, а поздней — фельдшпатоидные сиениты. Однако наиболее распространенной является точка зрения о более раннем формировании фельдшпатоидных сиени-

тов по сравнению с пуласкитами. Большое распространение в массиве имеют жильные породы, такие как пуласкиты (по внешнему облику и минералого-геохимическим признакам идентичные породам центрального штока), шонкиниты, полевошпатовые сиениты, граносиениты и т. п. Взаимоотношения пород жильной серии, если судить по нашим геологическим наблюдениям, выглядят следующим образом. Шонкиниты и полевошпатовые сиениты тесно связаны друг с другом и часто обнаруживают взаимные переходы, при этом лейкократовые породы располагаются в краевых частях жил, а меланократовые — в центральных. Пуласкитовые жильные тела секут и шонкиниты, и полевошпатовые сиениты.

Уникальность Сыннырского массива обусловлена тем, что в состав его фельдшпатоидных сиенитов входят ультракалиевые породы — сынныриты. Эти кальсилитовые, кальсилит-нефелиновые лейкосиениты слагают здесь и небольшие тела, и крупные по размерам участки, которые рассматриваются как месторождения комплексного калийно-глиноземного сырья. Зона наибольшего распространения сынныритов расположена по контуру пуласкитового ядра. В целом для фельдшпатоидных сиенитов Сыннырского массива характерна тенденция повышения содержания K_2O и понижения — Na_2O от краевых частей к центральным вместе с резким (в 1,5—2 раза) понижением общей щелочности в пуласкитах.

Температурные условия формирования сиенитов массива изучались эпизодически, главным образом по данным гомогенизации твердофазных расплавных включений в минералах [2, 4]. Полученные при этом результаты не могли охватить весь комплекс пород из-за трудоемкости метода и довольно высоких температурных характеристик периода гомогенизации. Все же удалось установить температуры формирования сынныритов и ассоциирующих с ними нефелиновых сиенитов: в среднем 1150 и 1050 °С соответственно.

При изучении пороодообразующих минералов во всем комплексе пород массива автором был накоплен большой объем аналитических данных по составам таких минералов, как нефелин, кальсилит, калишпат, пироксен, биотит. Как известно, существуют способы установления с определенной степенью достоверности температур возникновения минеральных парагенезисов по характеру распределения между отдельными парами тех или иных минералов различных катионов. Например, широко применяется метод определения температур в паре нефелин—калишпат как по характеру распределения щелочных элементов между ними, так и по совокупности показателей распределения в каждом минерале щелочных элементов, кремнезема и глинозема. Такой метод мог бы широко применяться и для наших пород, однако специфика состава калишпата (отсутствие в большинстве случаев в нем натрия) препятствует этому.

В геологической практике широко используется биотит-клинопироксеновый параминеральный геотермометр, основанный на изучении характера изменения степени магнезиальности биотита и моноклинного пироксена в зависимости от температуры формирования породы [5]. Эти два минерала постоянно присутствуют во всех породах массива в тех или иных количествах. Биотит представлен высокожелезистыми разновидностями во всех породах, за исключением шонкинитов и полевошпатовых сиенитов, где возрастает его магнезиальность. Характерны довольно высокие содержания титана, иногда до 2—3 % TiO_2 . Моноклинный пироксен ряда диопсид—геденбергит не содержит большого количества натриевой составляющей (до 1—1,5 % Na_2O).

Перед тем как перейти к характеристике температурных условий формирования пород Сыннырского массива, установленных с помощью биотит-клинопироксенового геотермометра, необходимо оговориться, что полученные температурные характеристики не являются истинными с той точки зрения, что действительно отражают температуру формирования пород; скорее они указывают на температуру стабилизации катионов в минералах. Эти две величины — температура формирования породы и температура стабилизации катионов — заведомо отличаются друг от друга. Температуру стабилизации катионов следует рассматривать как относительный показатель при сравнении условий образования различных пород.

По диаграмме, предложенной Л. Л. Перчуком [5], для щелочных пород Сыннырского массива по паре биотит—клинопироксен установлены следующие диапазоны колебания температур (таблица): внутри фельдшпатоидных сиенитов максимальными температурами формирования характеризуются сынныриты (иногда свыше 1000 °С), среди нефелиновых сиенитов наблюдается ее повышение от 600 °С в краевых частях до 900 °С и изредка до 1000 °С — в центральных. Среди пород жильной серии максимальные значения температур формирования имеют пуласкиты, причем здесь они даже чуть выше, чем у пуласкитов центрального штока. Шонкиниты вместе с полевошпатовыми сиенитами — наиболее низкотемпературные породы массива.

Нетрудно заметить, что температурные характеристики формирования таких пород, как сынныриты и высококалиевые нефелиновые сиениты центральных частей интрузии, полученные двумя различными способами, близки друг к другу, хотя температура, определенная по параминеральному геотермометру, несколько ниже.

Таким образом, данные о температурных условиях формирования щелочных пород Сыннырского массива, которые получены на основании изучения характера изменения степени магнезиальности клинопироксена и биотита и которые можно считать

Магнезиальность сосуществующих пироксена и биотита различных пород Сыннырского массива и температурные характеристики их образования

Порода (количество анализов)	Mg/(Mg+Fe+Ti+Mn)		Температура, °С*
	Биотит	Пироксен	
Сынныриты (8)	0,35—0,41	0,63—0,67	850—1000
	0,37	0,66	950
Нефелиновые сиениты краевых частей (3)	0,35—0,44	0,47—0,55	600—700
	0,40	0,51	650
Нефелиновые сиениты внутренних частей (10)	0,30—0,39	0,55—0,64	700—1000
	0,32	0,49	800
Пуласкиты центрального штока (3)	0,40—0,45	0,40—0,55	550—650
	0,43	0,49	600
Пуласкиты дайковых тел (3)	0,35—0,40	0,43—0,51	600—650
	0,38	0,47	600
Полевошпатовые жильные сиениты (1)	0,28	0,41	600
Шонкинитоиды (3)	0,55—0,63	0,42—0,48	500—550
	0,58	0,44	500

* Температурные характеристики даны с точностью до 50 °С.

Примечание. В числителе указаны пределы колебаний параметров, в знаменателе — средние величины.

более или менее достоверными, позволяют сделать следующие заключения:

1. Внутри фельдшпатоидных сиенитов наблюдается возрастание температуры их образования от краевых частей к центральным, причем сынныриты являются наиболее высокотемпературными породами массива.

2. Образование пуласкитов центрального штока и дайковых тел происходило при близких температурных параметрах, что вместе с близостью минерального и химического составов может свидетельствовать о единой фазе внедрения пуласкитов, залегающих в различной геологической обстановке. С другой стороны, геологические наблюдения показывают, что даже наиболее низкотемпературные образования массива — шонкинитоиды — секутся дайками пуласкитов. Последнее говорит о том, что пуласкиты образовались на поздних этапах становления массива, позже фельдшпатоидных сиенитов и ряда жильных пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев Г. В. Петрология формации калиевых нефелиновых и щелочных сиенитов. Новосибирск, Наука, 1981. 85 с.
2. Андреев Г. В., Швадус М. И. p - T -условия формирования щелочных пород сыннырского комплекса по результатам изучения первых находок расплавных включений.— ДАН СССР, 1977, т. 235, № 4, с. 910—913.
3. Жидков А. Я. Новая Северо-Байкальская щелочная провинция и некоторые черты нефелиноносности ее пород.— ДАН СССР, 1961, т. 140, № 1, с. 181—184.
4. Панина Л. И. О температурах кристаллизации пироксена и лейцита в щелочных породах Сыннырского плутона.— Геология и геофизика, 1978, № 6, с. 54—60.
5. Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М., Наука, 1970. 391 с.

УДК 552.323.1/3 : 54 : 551.763.3/781(571.63)

А. О. Соболев

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ — РАННЕПАЛЕОГЕНОВЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ВУЛКАНОГЕНА

Восточно-Сихотэ-Алинский вулканогенный пояс (вулканоген) является частью Тихоокеанского подвижного пояса и представляет собой окраинно-континентальную наложенную линейно-блоковую структуру, прослеживающуюся в виде непрерывной полосы развития вулканических пород вдоль побережья Японского моря, Татарского пролива и Амурского лимана. Геологии, вулканизму и металлогении вулканогенного пояса посвящены многочисленные работы [3, 4, 10 и др.], содержащие различные взгляды на его происхождение. Считается, что формирование вулканогена началось с извержений кислых игнимбритовых масс, образующих приморскую серию, и по отношению к мезозоидам и древним жестким массивам он ведет себя как резко наложенная структура [10].

Для Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена характерна система широтно ориентированных глубинных разломов, отражающихся в геофизических аномалиях и разграничивающих его на ряд блоков [4, 10]. Последние выделены на основании анализа латеральной изменчивости, мощности вулканогенного чехла, характера тектонических движений, соотношения мощностей и состава вулканогенных серий. В характеризующую юго-западную часть вулканогена входит пять блоков (с юга на север): Ольгинский, Дальнегорский, Пластунский, Кемский, Самаргино-Ботчинский (южная часть).

В строении Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена, как и окраинно-континентальных поясов, участвуют три группы струк-

Позднемеловые—палеогеновые вулканические формации юго-западной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена (по Е. В. Быковской, 1982 г., с изменениями)

Формация	Возраст	Серия
Трахидациито-риолитовая? (брусловский комплекс), базальт-трахириолитовая (кедровский комплекс)	P_{2-3}	—
Базальт-андезитовая (суворовский, кузнецовский комплексы)	P_2	—
Дациито-риолитовая	P_{1d}	Зеркальнинская
Андезит-дацитовая	K_{2in}	Джигитовская
Риолитовая	K_{2t-st}	Приморская
Андезитовая (синанчинский, туньшинский комплексы) — формация фундамента вулканогена	K_{2s-t}	—

тур — вулканические, вулканотектонические и тектонические, которые рассматриваются как формы проявления вулканоплутонических формаций.

Основой для петрохимических исследований послужили структурно-формационная карта и карта вулканических и вулканотектонических структур юго-западной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена, составленные Е. В. Быковской в 1982 г.

Слагающие в основном юго-западную часть вулканогена позднемеловые—раннепалеогеновые вулканогенные комплексы относятся к риолитовой, андезит-дацитовой и дацито-риолитовой формациям. На рассматриваемой территории выделены три серии (табл. 1), включающие вулканы позднемелового—раннепалеогенового возраста [5]. Каждая серия объединяет регионально развитые вулканогенные комплексы, близкие по времени проявления, тектонической позиции, типу вулканизма, петрогеохимическим и металлогеническим особенностям, и имеет собственное географическое название (табл. 2).

Вещественно-фациальный состав и геологическое положение данных серий рассмотрены в ряде работ [3, 4, 9 и др.]. Исходными материалами для петрохимической характеристики вулканических серий юго-западной части вулканогена послужили результаты химических анализов, привязанных к элементарным вулканоструктурам, из неопубликованных выборок Е. В. Быковской и автора и собранные автором литературные данные. Общее число использованных анализов свыше 2000. Всего охарактеризовано 56 структур.

Анализ производился по возрастным срезам, отвечающим этапам формирования трех серий. Математическая обработка

Позднемиеловые—раннепалеогеновые вулканогенные комплексы юго-западной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена

Серия	Блоки				
	Ольгинский	Дальнегорский	Пластунский	Кемский	Самаргино-Ботчинский
Зеркальнинская (P _{1d})	Аввакумовский	Богопольский		Верхнелевосо- болевский	Зааминский
Джигитовская (K _{2m})	Бологуровский		Сияновский		Самаргинский
Приморская (K _{2t} —st)	Ванчинский		Монастырский		Дзолинский

проводилась автором совместно с И. Н. Голынко на основе составленной ею методики с использованием метода главных компонент и процедуры последовательной классификации [6, 11]. Использовалось преобразование ковариационной матрицы с выражением содержаний элементов в количествах атомов на 100 атомов кислорода, что обосновано Л. Н. Дуденко [7]. Все расчеты выполнены во ВСЕГЕИ на ЭВМ «Минск-32».

Охарактеризуем коротко фациально-петрографический состав, петрохимические особенности и полученные схемы петрохимической зональности трех вулканогенных серий Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена (юго-западная часть).

Приморская серия

Для вулканитов приморской серии характерен ареальный тип вулканизма с широко проявленными крупными вулканотектоническими депрессиями и вулканическими полями. Преобладающим фациальным типом среди поверхностных фаций являются игнимбриты «полей больших объемов».

Основной минеральный парагенезис фенокристаллов составляют (в порядке убывания): кварц, ортоклаз $Or_{77-90}An_{10-23}$, высокотемпературный олигоклаз An_{11-23} , биотит, редко зеленая роговая обманка, магнетит. Характерно преобладание плагиоклаза и кварца над ортоклазом, наличие свободного кварца в виде крупных дипирамидальных кристаллов (верхняя часть се-

рии) и оскольчатого, мелкого кварца в вулканитах нижней части серии.

К петрохимическим особенностям следует отнести близость валовых химических составов вулканогенных комплексов данной серии. Основными особенностями химизма, общими для всех комплексов, являются: 1) преимущественно риолитовый состав ($\text{SiO}_2 = 73-77\%$); 2) «нормальный» тип щелочности ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 6,5-7,5\%$) с преобладанием калия над натрием ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,8-2$); 3) известковистость не более $1,5\%$; 4) глиноземистость $13-15\%$.

На диаграммах, полученных методом главных компонент, породы вулканогенных комплексов приморской серии характеризуются сравнительно гомогенным составом, короткими трендами, большой изотропностью областей вариаций, что указывает на нестационарный режим формирования, термодинамическую неравновесность, связанную с ускоренным характером массовых вулканических извержений, и неравновесность кристаллизации.

Вулканиты приморской серии, как правило, имеют нормально-кислотно-основной тренд (под трендом понимается направленное изменение химизма в ряду пород): $\text{Al}(\text{Na}, \text{Ca}) \rightarrow \text{SiK}$. Породы с «субщелочным» трендом $\text{AlK} \rightarrow \text{NaFe}^{2+}$ приурочены к широтным ограничениям блоков, а также встречаются в некоторых вулканоструктурах, локализованных в западной части пояса (Обильненская, Арминская).

На сводной диаграмме составов фигуративные поля значительно перекрываются и отчетливое разделение петрохимических типов можно наблюдать только для отдельных блоков.

Нами проведена полная классификация пород приморской серии (а также джигитовской и зеркальнинской) по типам собственных трендов и межгрупповым различиям. К сожалению, из-за громоздкости полученных таблиц привести их здесь не представляется возможным.

Из проведенной классификации следует, что вулканоструктуры, выполненные вулканитами приморской серии и располагающиеся западнее Прибрежного разлома в Ольгинском и Дальнегорском блоках, характеризуются избытком алюминия и (или) калия относительно регрессии и значительным дефицитом натрия. Такую же характеристику имеют вулканоструктуры, вытягивающиеся в широтную цепочку в северной части Дальнегорского блока. Структуры, локализованные вдоль береговой линии в этих блоках, содержат «фоновые» или «натровые» типы пород.

Для Кемского и Самаргино-Ботчинского блоков (исключая Обильненскую и Арминскую структуры) породы с избытком калия вообще не характерны, а «натровый» тип проявлен более контрастно, с возрастанием содержания натрия к северу.

Джигитовская серия

Для этой серии характерно сочетание трещинного и центрального типов извержений с отдельными кальдерами и пришовными прогибами. Преобладающими фациями в нижних частях серии являются туфы и игнимбриты, в верхних — лавы и туфолавы.

Ведущие минеральные ассоциации: для южных блоков (сияновский, бологуровский комплексы) — олигоклаз Ap_{14-28} , кварц, зеленая роговая обманка, магнетит; для северных (самаргинский комплекс) — андезин Ap_{45-48} , авгит, реже гиперстен, магнетит.

К петрохимическим особенностям можно отнести следующие: 1) различный состав вулканогенных комплексов и антидромный характер их эволюции: в бологуровском и сияновском (Дальнегорский блок) комплексах — от риолито-дацитов до дацитов, в сияновском комплексе (Пластунский блок) — от дацитов до андезитов, в самаргинском — от дацитов до андезитов—андезито-базальтов; 2) большая натриево-самаргинского комплекса — $K_2O/Na_2O=0,2-1$ в отличие от сияновского (Пластунский блок) — $K_2O/Na_2O=0,6-1,2$ и бологуровского — $K_2O/Na_2O>1$; 3) повышенные содержания $Al_2O_3 (>16\%)$ и $CaO (>6\%)$ в среднеосновных по составу разновидностях ($SiO_2=51-61\%$) самаргинского комплекса.

На диаграммах составов пород джигитовской серии породы распадаются на салический и мафическо-салический классы, характеризующиеся разной структурной изменчивостью и пространственно разобщенные. Для пород салического типа джигитовской серии Ольгинского и Дальнегорского блоков намечается обособление натровых и промежуточных составов в восточной части блоков, а калиевых, кремнекислотных, с избыточным содержанием алюминия — в западной. По сравнению с приморской серией, породы более основные, тренды в породах восточной зоны относятся к нормальному кремнекислотному типу и более длинные, чем в приморской серии, области вариаций анизотропны. Все это свидетельствует о более спокойном режиме формирования серии. Породы западной зоны имеют субщелочные тренды ($AlFe^{3+}Mg \rightarrow SiNaK$).

Для пород Пластунского, Кемского и Самаргино-Ботчинского блоков характерны длиннодифференцированные непрерывные ряды — от андезито-базальтов до дацитов и риолито-дацитов. В Пластунском блоке, кроме того, наблюдается пространственное разделение парагенетических типов: андезиты в восточной зоне, дациты — в центральной, риолито-дациты — в западной.

Длинные ряды дифференциатов с монотонными переходами могут также свидетельствовать об очень спокойном режиме формирования серии. Основность пород в целом повышается к се-

веру, максимально основной ряд (базальты—андезиты) проявлен в породах ареала р. Светлой.

Зеркальнинская серия

Для вулканогенных комплексов данной серии наиболее характерным является трещинно-центральный тип извержений с образованием сложных фестонированных кальдер и крупных «секущих» вулcano-тектонических грабенов. Отмечается пестрый фациальный состав комплексов, обусловленный разнообразием геологических условий накопления и различным типом извержений. Характерные и преобладающие фациальные группы представлены разнотипными игнимбритами и вулканическими стеклами — перлитами.

Ведущей минеральной ассоциацией фенокристаллов для поверхностных фаций является (в порядке убывания): олигоклаз Ap_{18-28} , кварц, гомогенный калиевый санидин Or_{55-68} , биотит, зеленая роговая обманка, гематит. Характерный признак вулканитов данной серии — наличие стеклянno-прозрачного иризирующего санидина, ассоциирующего с «микрографическим» кварцем и неизмененным черным биотитом.

В вулканогенных комплексах зеркальнинской серии отчетливо проявлена петрохимическая индивидуальность на фоне близкого валового состава. Для них характерен умеренно кислый и кислый состав ($SiO_2 = 69-73\%$), суммарная щелочность варьирует от 6,5 до 9% с наиболее характерным интервалом 7,5—8,5%, преобладает калиевая щелочность на общем фоне натрово-калиевой.

На диаграммах составов вулканиты зеркальнинской серии характеризуются максимальной для кислых пород гетерогенностью, наибольшим разнообразием типов трендов, сочетанием как анизотропных, так и изотропных областей вариаций, интенсивно выраженным внутри групп замещением $Na \rightarrow K$, значительным размахом вариаций. По сравнению с приморской серией, в зеркальнинской резче выражена индивидуализация вулканооструктур по составам и типам трендов, что говорит о большем разнообразии термодинамических режимов отдельных вулканических очагов и промежуточных камер.

Наиболее варьируют составы вулканитов аввакумовского и богопольского (Дальнегорский блок) комплексов. В этих комплексах также выделяются породы с повышенным относительно регрессии содержанием натрия при дефиците алюминия и калия и породы с повышенным содержанием калия и алюминия при дефиците натрия. Как и на предыдущих этапах развития пояса, «натровые» составы распространены в восточной части пояса, «калиево-глиноземистые» — в западной.

В зеркальнинской серии сильнее выражено различие между блоками. Так, в Ольгинском блоке калиевые породы западной

зоны имеют щелочные тренды, а породы восточной зоны характеризуются значительной изотропностью областей вариаций и совмещением разнонаправленных трендов. В Дальнегорском блоке для богопольского комплекса «натровые» восточные и «калиевые» западные составы хорошо различаются и «калиевый» и «натровый» ряды имеют анизотропную структуру и длинные тренды, относящиеся к нормальному типу кислотно-основной дифференциации.

В Пластунском, Кемском и Самаргино-Ботчинском блоках систематически возрастает общая основность, а изменчивость по другим параметрам несколько снижается. В названных блоках переходы между группами по натрию и калию монотонны, при этом вулканоструктуры, характеризующиеся составами с повышенным содержанием калия относительно натрия, а также с более высоким содержанием алюминия, как бы «проникают» в восточную зону вдоль поперечных швов.

Петрохимическая зональность юго-западной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена

Ранее общие вопросы зональности пояса освещались в работах В. А. Баскиной, Е. В. Быковской и других исследователей [2, 3, 5, 10]. На основании полученной классификации составов пород вулканогенных комплексов юго-западной части вулканогена нами составлены схемы петрохимической зональности. Наиболее важные черты петрохимической зональности, выявленные в процессе их анализа, состоят в следующем.

Во всех возрастных срезах в салических комплексах проявлено пространственное разделение составов пород, обогащенных относительно регрессии натрием при дефиците алюминия, и пород, обогащенных калием и алюминием при дефиците натрия. Это разделение создает продольный план зональности, устойчивый в двух южных блоках, нивелирующийся со временем в Пластунском блоке и полностью исчезающий в северной части Кемского и Самаргино-Ботчинского блоков.

Поскольку планы зональности наследуются, то при наложении схем наблюдается почти непрерывная цепочка вулканоструктур с натровой, умеренно натровой специализацией и фоновыми вариациями, вытянутая вдоль береговой линии; вулканоструктуры с калиевой специализацией располагаются прерывистой цепочкой к западу от Прибрежного шва. Так как вулканы западной зоны наряду с калием обогащены окислами амфотерной группы и имеют субщелочные тренды дифференциации, то, в соответствии с концепцией Д. С. Коржинского [8], можно предполагать повышенную активность щелочей (в частности, калия) в трансмагматических флюидах в данной зоне.

Поперечная неоднородность выражена в смене планов зональности с юга на север. Для южных блоков характерен рез-

кий градиент возрастания калия по отношению к натрию в направлении от береговой линии к западу, причем границы зон четки. В северных блоках — Кемском и Самаргино-Ботчинском продольная зональность по калию вообще не проявлена (исключая занимающую особую позицию Обильненскую депрессию), но зато имеет место натровая специализация с возрастанием избыточного натрия к северу в комплексах приморской серии и с возрастанием основности в комплексах джигитовской серии. В южной части Самаргино-Ботчинского блока в вулканитах приморской и джигитовской серий наблюдается своеобразная «инверсия» зональности: к северо-западу от береговой линии возрастает содержание не калия, а натрия.

Наряду с описанными региональными планами зональности, устойчивыми во времени, следует отметить особенности в разных временных срезах. Так, в приморской серии выявлены зоны с широтной и меридиональной ориентировкой. Вулканоструктуры «натрового» класса северных блоков вытягиваются в меридиональную полосу с возрастанием градиента натрия в пределах полосы к северу. В северном ограничении Дальнегорского блока, как уже говорилось, прослеживается цепочка вулканоструктур «калиевого» класса с повышенным содержанием алюминия. В пределах этой цепочки градиент нарастания калия направлен к западу.

В джигитовской серии в южных блоках сохраняется параллельная береговой линии ориентировка градиентных по калию зон. Продольная изменчивость в составах северных блоков выражена только в центральном, Пластунском, блоке и заключается в монотонном возрастании кремния и калия к западу в парагенетических типах, относящихся к одному ряду дифференциатов. Проявление основных пород одного ряда на востоке, а кислых — на западе можно объяснить либо повышением мощности коры, либо увеличением температурного градиента к западу. В Кемском и Самаргино-Ботчинском блоках основность растет к северу, что согласуется с изменением к северу разреза коры либо может быть объяснено понижением уровня геоизотерм.

В зеркальнинской серии, наряду с сохранением вышеописанных устойчивых региональных планов, в расположении петрохимических зон все больше проступают зоны поперечных нарушений северо-западного простирания и кольцевые формы.

В южных блоках, кроме поперечных зон с градиентом калия к западу, выделяются также продольные зоны со специфическим типом дифференциации составов — максимальным разделением натрия и калия, которое становится ведущим замещением в собственном тренде пород. По мнению И. Н. Голынка (устное сообщение), такой тип дифференциации мог привести к образованию ультракалиевых риолитов, описанных В. А. Бас-

киной [1, 3] в качестве одного из индикаторов рудоконцентрирующих зон.

Из планов зональности следует, что глубинные факторы, обусловившие продольную и поперечную неоднородность составов вулканитов пояса, были устойчивы на всем протяжении его развития, хотя их воздействие проявлялось на территории пояса неравномерно и с определенной периодичностью. Последняя, по-видимому, связана с изменениями термического режима глубин, подъемом геоизотерм на ранней и поздней стадиях развития пояса, что привело к формированию салических комплексов.

Полученные схемы зональности значительно детализируют известные закономерности, позволяют очертить границы, выявить ориентировку и охарактеризовать состав зон. Сопоставление этих схем с металлогеническими картами дает возможность привязать оруденение разного типа к зонам изменения глубинного строения и физико-химических условий, которые выявляются при анализе вариаций химизма пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баскина В. А. Ультракалийевые липариты Приморья.— Сов. геология, 1978, № 1, с. 72—84.
2. Баскина В. А. Петрохимическая зональность вулканитов Приморья.— В кн.: Латеральные ряды магматических формаций. Свердловск, 1979, с. 93—113.
3. Баскина В. А. Магматизм рудоконцентрирующих структур Приморья. М., Наука, 1982. 260 с.
4. Быковская Е. В. Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоген.— В кн.: Геология Северо-Восточной Азии. Т. 3. Л., Недра, 1973, с. 248—258.
5. Быковская Е. В., Соболев А. О. Петрохимическая изменчивость позднемезозойских салических вулканогенных комплексов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена.— В кн.: Магматические комплексы Дальнего Востока и их рудоносность. Хабаровск, 1981, с. 55—57.
6. Голынько И. Н. Геохимические закономерности эволюции вулканизма (по результатам многомерного статистического анализа).— Сов. геология, 1976, № 10, с. 91—102.
7. Дуденко Л. Н. Геохимические структуры эндогенных систем. Л., Недра, 1981. 200 с.
8. Коржинский Д. С. Зависимость состава магмы от щелочности трансмагматической флюидов.— ДАН СССР, 1977, т. 235, № 2, с. 454—457.
9. Магматические формации СССР / В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева, Н. А. Румянцева и др. Л., Недра, 1979. Т. 1, 318 с.; т. 2, 278 с.
10. Основные закономерности развития и металлогения областей тектономагматической активизации юга азиатской части СССР / В. А. Амантов, Е. В. Быковская, Г. А. Генко и др. Л., Недра, 1979. 284 с.
11. Ротман В. К., Голынько И. Н. Петрохимическая эволюция известково-щелочных серий Курило-Камчатской системы островных дуг.— Вулканология и сейсмология, 1982, № 5, с. 10—22.

ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ
ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В данной работе рассматривается область Сибирской платформы, в пределах которой сочленены Ангаро-Ленский, Тунгусский, Якутский, Оленекский и Котуйский артезианские бассейны. Она сложена разнообразными по литологическому составу и степени дислоцированности терригенными, терригенно-карбонатными, соленосными, вулканогенными и реже интрузивными породами общей мощностью 2—3 км, в отдельных впадинах до 10—15 км. С этими породами связаны различные по типам скоплений и минерализации подземные воды — от ультрапресных грунтовых до сверхкрепких седиментогенных рассолов.

Большое влияние на гидрогеологические условия территории оказывают многолетнемерзлые породы (ММП). В северных районах ММП перекрывают более 95 % площади. Глубина залегания их подошвы изменяется от 200—300 до 400—750 м. Сквозные талики отмечаются обычно под руслами крупных рек с глубокими эрозионными врезами, а также в зонах очаговых разгрузок соленых и рассольных вод. В южной части ММП имеют островное и прерывистое распространение, а их мощность увеличивается с юга на север от 25 до 200 м и более. Под мерзлотой располагается ярус переохлажденных вод (ПВ). Его мощность изменяется от 0—50 м в районах с пресными и солоноватыми подмерзлотными водами до 300—700 м в районах с солеными и рассольными водами.

Вопросы об условиях локализации и миграции подземных вод в недрах, их динамическом состоянии и взаимосвязи с дневной поверхностью неоднократно являлись предметом исследований и научных споров. Они изложены в работах О. А. Бабошиной, Е. А. Баскова, Г. Я. Богданова, В. Н. Борисова, В. И. Вождова, Л. А. Грубова, А. А. Дзюбы, И. К. Зайцева, А. И. Косолапова, Е. В. Пиннекера, Н. И. Толстихина и др. Одним из наиболее дискуссионных является вопрос о глубинности и масштабах проявления процессов современной инфильтрации вод атмосферного происхождения.

В настоящее время наиболее весомо обоснованы позиции И. К. Зайцева и Е. А. Баскова, в соответствии с которыми в чехле платформы выделяются два гидрогеодинамических этажа — верхний и нижний [2].

Первый охватывает верхнюю часть гидрогеологических структур, в которых распространены современные инфильтрационные воды, находящиеся в тесном контакте с поверхностью. Газовый состав этих вод кислородно-азотный, а содержание микро- и макрокомпонентов определяется процессами выщелачивания.

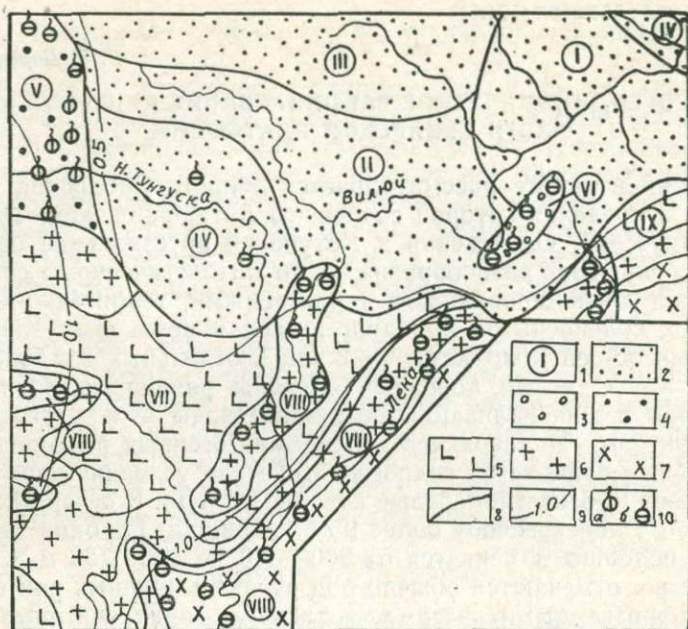


Схема гидрогеодинамического районирования центральной части Сибирской платформы. Составил Б. В. Боровицкий, 1983 г.

1 — номера гидрогеодинамических районов; 2—7 — преобладающие мощности верхнего гидрогеодинамического этажа: 2 — 1—3 м, 3 — 1—3 м, локально до 50—100 м, 4 — 1—3 м, локально до 100—200 м, 5 — 50—100 м, 6 — 100—200 м, 7 — 200—300 м и более; 8 — границы гидрогеодинамических районов; 9 — изолинии модулей подземной стока (л/с с км²); 10 — очаги разгрузки соленых и рассольных вод: а — хлоридных натриево-кальциевых, б — хлоридных натриевых.

чивания минеральных солей из вмещающих пород. Мощность верхнего этажа, как указывает Е. А. Басков (1983), определяется базисом циркуляции — поверхностью, ниже которой не проникают современные инфильтрационные воды. Его положение варьирует в широких пределах, но в целом для пластовых и регионально-трещинных вод Сибирской платформы (вне области сплошной мерзлоты) он примерно соответствует базисам эрозии магистральных рек и их притоков первого порядка [4]. Превышение высот рельефа над этой поверхностью отражает в общих чертах мощность верхнего гидрогеодинамического этажа (рисунок). Необходимо отметить, что для систем жильных вод глубина инфильтрации резко возрастает. В частности, в зонах разломов на северо-востоке Иркутского амфитеатра инфильтрационные воды вскрывались ниже дневной поверхности на 500—1000 м и более [1]. Такие системы, как правило, приурочены к районам новейших тектонических поднятий, которые фиксируются глубокими эрозийными врезами речных долин.

В пределах сплошного покрова ММП глубина инфильтрации обычно не превосходит мощности сезоннотающего слоя (1—3 м). В районах с широким распространением таликов циркуляция вод, вероятно, определяется также и региональными базами эрозии.

Нижний гидрогеодинамический этаж включает в себя воды, находящиеся в условиях застойного режима и не имеющие непосредственной взаимосвязи с атмосферой. Это преимущественно седиментогенные и древние инфильтрогенные азотные, метановые и сероводородные воды различного состава и минерализации. Их пластовая фильтрация предельно ограничена в связи с очень малыми (обычно менее 0,0001) градиентами давлений. На отсутствие направленного движения вод указывает также подчиненность гидрогеохимической зональности общему характеру солености древних бассейнов седиментации [1].

Распределение напоров в водах нижнего этажа отличается большой сложностью. Существенное влияние на их величины оказывают современные геологические процессы, в первую очередь тектонические и геотермические. Среди тектонических наиболее важными являются новейшие блоковые поднятия. Они повышают степень расчлененности рельефа, приводят к нарушениям сплошности мерзлоты, способствуют раскрытию каналов миграции вод. Эти процессы влияют также на динамику глубоких горизонтов. В центральной части Тунгусского бассейна они вызывают разгрузку высококонцентрированных рассолов нижнепалеозойских отложений на поверхность по зонам разломов. Относительно высокие пьезометрические уровни рассолов в этом районе обусловлены, вероятно, изменениями гипсометрического положения рассолоносных горизонтов, а также сокращениями их пористости за счет возрастания эффективных напряжений в породе в пределах водораздельных пространств при углублении эрозионных врезов речных долин [3]. В областях с более спокойным тектоническим режимом давления вод приближаются к условным гидростатическим, а их пьезометрические уровни устанавливаются, как правило, ниже дневной поверхности.

Влияние современных гидрогеотермических процессов на динамику вод исследовалось в различных районах платформы и оценивалось весьма противоречиво. Н. И. Толстихин и В. М. Максимов [8], а впоследствии Н. В. Черский [10] и А. И. Косолапов [6] рассматривали процессы деградации ММП как главную причину падения давлений в первых подмерзлотных горизонтах Якутского бассейна. Г. Д. Гинзбург, А. Е. Гүревич и А. Д. Резник [5], изучая природу гидрогеодинамических аномалий в Хатангском бассейне, основное значение в снижении напоров придавали процессам термического сжатия вод за счет общего охлаждения осадочного чехла в четвертичное время. Предложенная ими методика расчетов была в дальнейшем применена Б. А. Фуксом и А. Б. Фуксом [9] для объяснения де-

фицита пластовых давлений в глубоких горизонтах на Мало-ботуобинском своде.

Противоречия этих двух позиций могут быть устранены при более детальном анализе математического выражения, использованного в указанных работах, а также его геологической интерпретации для различных районов платформы.

Что касается качественной стороны выведенной зависимости изменения давления $d\sigma$ от температуры dT

$$d\sigma = \frac{3L_B P + L_n(2 - 3P)}{(1 - P)a_n + Pa_B} dT,$$

где L_B — коэффициент линейного температурного расширения воды;

L_n — коэффициент линейного температурного расширения породы;

P — пористость породы;

a_n — коэффициент объемного сжатия породы;

a_B — коэффициент объемного сжатия воды,

то ее следует дополнить параметрами, учитывающими деформацию минеральной составляющей породы. Кроме того, представляется более правильным оперировать при расчетах объемными, а не линейными температурными расширениями твердой и жидкой фаз. С учетом этих замечаний зависимость может быть преобразована к виду

$$d\sigma = \frac{\beta_n + \varepsilon(\beta_c - \beta_B)}{a_n + \varepsilon(a_B - a_c)} dT,$$

где β_n — коэффициент объемного температурного расширения породы;

β_c — коэффициент объемного температурного расширения минеральной составляющей породы;

β_B — коэффициент объемного температурного расширения воды;

ε — коэффициент пористости породы $\left(\varepsilon = \frac{P}{1 - P}\right)$;

a_c — коэффициент объемного сжатия минеральной составляющей породы.

Затрагивая количественную сторону зависимости, следует отметить, что предложенная величина $\beta_B \approx 5 \cdot 10^{-4}$ град $^{-1}$ может быть использована только для описания гидрогеотермических деформаций в незамерзающих водах. Для пресных вод — в температурной области фазового перехода в лед — эта величина уменьшается до $\beta_B = -8 \cdot 10^{-2}$ град $^{-1}$.

Оценивая приблизительно это выражение при $\beta_c = \beta_n = 10^{-5}$ град $^{-1}$, $\beta_B = -8 \cdot 10^{-2} - 5 \cdot 10^{-4}$ град $^{-1}$, $a_n = 10^{-2} - 10^{-6}$ атм $^{-1}$, $a_c = 10^{-6} - 10^{-7}$ атм $^{-1}$, $\varepsilon = 10^{-2} - 5 \cdot 10^{-2}$ [7], приходим к выводу, что постоянная при dT изменяется от $-n \cdot 10$ в рассольных, соленых и пресных (незамерзающих) водах, связанных с песчаника-

ми и известняками, до $+n \cdot 10$ в пресных и солоноватых замерзающих водах в глинах, песках и песчаниках ($n=1-20$).

Геологический смысл этих расчетов заключается в том, что давления вод связаны прямой зависимостью с температурой тогда, когда ее изменение не сопровождается перемещениями нижней границы мерзлоты. В противном случае связь будет обратной.

Нетрудно убедиться, что проявление того или иного вида связи определяется структурой криогенной толщи. На Малоботубинском своде и в Хатангском бассейне она имеет двухъярусное строение: верхний ярус представлен ММП, нижний — ПВ с минерализацией от 3—10 до 35—70 г/кг [4]. Нарушение геотермического режима в их пределах компенсируется в первую очередь изменениями мощности нижнего яруса. В Якутском бассейне, где пресные воды распространены до глубины 500—1000 м, ярус ПВ отсутствует. Здесь изменения температуры вод приводят к синхронному перемещению границы ММП.

Экстраполируя эти процессы на четвертичный период, можно предполагать, что плейстоценовое оледенение приводило к сверхснижению напоров в соленых и рассольных водах и к их резкому повышению в пресных и солоноватых. Одновременно могла происходить их частичная нейтрализация за счет локальных связей с дневной поверхностью. Современный климатический оптимум способствует «рассасыванию» древних отрицательных аномалий в глубоких горизонтах и формированию новых — в верхних подмерзлотных за счет деградации мерзлоты. Последствием такого хода геологической истории являются инверсии напоров в некоторых районах Малоботубинского свода [9] и Хатангского бассейна [5], а также их увеличение с глубиной в Якутском бассейне.

В свете этих представлений, учитывая подчиненность строения криогенной толщи гидрогеохимической зональности, можно в определенной степени достоверно прогнозировать характер распределения напоров в подмерзлотных водах во всей области распространения сплошного покрова ММП.

Подводя итог оценке влияния современных тектонических и геотермических факторов на динамику вод нижнего этажа, мы считаем необходимым отметить, что выделение того или иного фактора в качестве преобладающего в различных частях платформы осуществляется в определенной степени субъективно. В действительности они зачастую проявляются синхронно, а их результаты могут нейтрализовать или усиливать друг друга. Кроме того, гидрогеодинамическая обстановка усложняется процессами, которые с трудом поддаются оценке. Среди них следует назвать газлифты [2], формирование залежей кристаллогидратных газов [5], новообразование солей в рассолоносных горизонтах и др. Их проявление на рассматриваемой территории

представляется менее значительным, но вместе с тем они нуждаются в дальнейшем изучении.

Впервые схема гидрогеодинамического районирования Сибирской артезианской области по условиям питания и разгрузки подземных вод верхнего и нижнего этажей составлена Е. А. Басковым (1967). Для центральной части платформы она может быть детализирована и дополнена некоторыми элементами в связи с появлением нового материала, уточнением характера химической и газовой зональности, а также выявленными закономерностями в распределении напоров вод в зависимости от действия новейших процессов.

Первая группа районов (I—III, см. рисунок) расположена в области сплошной приповерхностной водоупорной толщи ММП. Они характеризуются весьма затрудненными условиями питания и разгрузки подмерзлотных вод. Мощность верхнего этажа ограничивается сезоннотающим слоем и составляет 1—3 м. Его динамические ресурсы незначительны и обеспечивают подземный сток до 0,5 л/с с км². Пьезометрические уровни подмерзлотных горизонтов, по имеющимся данным, вскрываются, как правило, ниже местных базисов эрозии [1].

Вместе с тем для района I характерны аномально низкие пластовые давления (АНПД) в водах мезозойских отложений, связанные с современной деградацией мерзлоты. В более глубоких горизонтах, где ее влияние практически не сказывается, напоры приближаются к условным гидростатическим, а на Хапчагайском валу достигают сверхвысоких величин.

Первым подмерзлотным горизонтам районов II и III, в пределах которых распространены переохлажденные соленые и рассольные воды, АНПД, вероятно, не свойственны, поскольку здесь изменения геотермического режима не вызывают перемещения подошвы ММП, а компенсируются сокращениями яруса ПВ. Их напоры в этих районах обычно соответствуют условным гидростатическим. В частности, это установлено на Малоботуобинском своде, на трубках Айхал, Удачной и др.

Наряду с этим в районе II в глубинных подсолевых коллекторах выявлены АНПД, связанные, в нашем представлении, с резким охлаждением чехла в период максимального оледенения.

Для района III, который, в отличие от района II, не имеет регионально выдержанного водоупора каменной соли, такие аномалии, скорее всего, не характерны. Здесь разрез сложен преимущественно известняками и доломитами, в которых по зонам разломов избыточные напоры могут реализоваться за счет перетекания. В частности, это подтверждается скважиной Мархинской-1, в которой в интервале 1820—1821 м зафиксировано давление 21,3 мПа.

Районы IV и V характеризуются наличием взаимосвязи вод нижнего гидрогеодинамического этажа с поверхностью. Для них характерны аномально высокие пластовые давления (АВПД),

в глубоких горизонтах связанные, по всей видимости, с новейшими тектоническими процессами. В бассейне Нижней Тунгуски и Котуя они приводят к массовой разгрузке соленых и рассольных хлоридных кальциево-натриевых вод. Их общий сток при пересчете на минерализацию 400 г/л, по данным В. Н. Борисова (1974), достигает 19 м³/год с км². Разгрузка вод, вызванная высокими напорами в глубоких горизонтах, установлена также в долине Лены у устья Вилюя, причем здесь она сопровождается интенсивным выносом метана [2]. Важно отметить, что верхним подмерзлотным горизонтам, содержащим пресные и солоноватые воды, скорее всего, свойственны относительно низкие пластовые давления, обусловленные дефицитом атмосферного питания.

В строении верхнего этажа этих районов есть существенные различия. В районе IV его мощность ограничена зоной сезонного протаивания. Динамические ресурсы и подземный сток весьма незначительны.

Район V имеет более благоприятный режим питания верхних подмерзлотных горизонтов за счет нарушений сплошности водоупора ММП. В нем мощность верхнего этажа варьирует от 1—3 м в сезоннотающем слое до 50—200 м и более под таликами и в зонах разломов. Модули подземного стока возрастают до 0,5—1 л/с с км².

Гидрогеодинамика района VI также связана с прерывистостью мерзлых пород. Здесь питание и разгрузка верхних горизонтов подмерзлотных вод происходят через сквозные талики под реками и озерами [1]. Однако, в отличие от района V, взаимосвязь нижнего этажа с поверхностью не установлена.

В южной части территории, на которой экранирующие свойства ММП не оказывают существенного влияния на условия питания и разгрузки вод, выделяются районы VII, VIII и IX. В их пределах пьезометрические уровни пластовых вод нижнего этажа, представленных главным образом седиментогенными хлоридными натриево-кальциевыми рассолами, устанавливаются, как правило, ниже местных базисов эрозии. В связи с этим участие таких вод в современном стоке весьма ограничено.

В строении и мощности верхнего этажа этих районов намечается ряд различий. В районе VII преобладающая глубина современной инфильтрации составляет 50—100 м, реже 200 м и более. Большое количество источников пресных кислородно-азотных вод обеспечивает подземный сток 0,5—1 л/с с км² и выше. Жильные воды глубокой циркуляции развиты незначительно.

Для района VIII характерно широкое распространение жильных систем, связанных в основном с долинами рек, по которым инфильтрогенные воды проникают на глубину 0,5—1 км ниже базисов эрозии [1]. На водораздельных пространствах, где существенно преобладают пластовые скопления, мощность верхнего этажа составляет 200—300 м и более. Динамические ре-

сурсы весьма велики. Модули подземного стока достигают 1—3 л/с с км². Статические уровни глубоких горизонтов устанавливаются ниже базисов эрозии, хотя часто напоры по величине превосходят условные гидростатические. Следует также отметить, что на некоторых площадях (Дельгейская, Марковская, Верхневилючанская и др.) отмечались АВПД в межсолевых и подсолевых коллекторах.

Гидрогеодинамический район IX располагается в пределах развития таликовой мерзлоты. Условия питания и разгрузки подземных вод (в том числе и подмерзлотных) в целом благоприятны. Для него характерно широкое распространение карста, который обеспечивает весьма глубокую инфильтрацию по всей его площади. Модули подземного стока здесь достигают 1—3 л/с с км². Важно также добавить, что в этом районе отсутствует региональный водоупор каменной соли, оказывающий влияние на взаимосвязь верхнего и нижнего этажей.

В заключение следует отметить, что предложенная схема отражает только главнейшие закономерности динамики подземных вод. Весьма слабая гидрогеологическая изученность глубоких горизонтов осадочного чехла в сильной мере ограничивает возможности выявления частных особенностей отдельных районов. В связи с этим схема содержит элементы прогноза, теоретической основой для которых служит положение о том, что гидрогеодинамическая зональность в различных поясах определяется действием современных факторов (в первую очередь физико-географических, тектонических и геокриологических), которые проявляются на фоне гидрогеохимической зональности, сложившейся в ходе всей геологической истории Сибирской платформы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Басков Е. А. Минеральные воды и палеогидрогеология Сибирской платформы. М., Недра, 1977. 148 с.
2. Басков Е. А., Зайцев И. К. Основные черты гидрогеологии Сибирской платформы.—Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1961, т. 61, с. 109—127.
3. Боровицкий Б. В. Причины гидрогеохимических и гидрогеодинамических аномалий в центральных районах Тунгусской синеклизы.— В кн.: Проблемы региональной гидрогеохимии. Тез. докл. Л., 1979, с. 116—117.
4. Гидрогеохимическая карта территории СССР. Масштаб 1 : 10 000 000. Объясн. зап./Ред. Е. А. Басков, С. В. Егоров, И. К. Зайцев. Л., 1981. 34 с.
5. Гинзбург Г. Д., Гуревич А. Е., Резник А. Д. О причинах низких пластовых давлений на севере Сибири.—Сов. геология, 1971, № 9, с. 45—58.
6. Косолапов А. И. Геохимические исследования природных вод и газов Западной Якутии. М., Изд-во АН СССР, 1963. 207 с.
7. Кэй Дж., Лэби Т. Справочник основных физических величин горных пород. М., Изд-во физ.-мат. лит., 1962. 246 с.
8. Толстихин Н. И., Максимов В. М. Якутский артезианский бассейн.—Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1955, т. 31, с. 5—24.

9. Фукс Б. А., Фукс А. Б. Причины различных пластовых давлений в газоконденсатных залежах Непского свода.— Геология нефти и газа, 1976, № 10, с. 45—48.

10. Черский Н. В. Перспективы нефтегазоносности северо-востока Якутской АССР.— В кн.: Геология газовых месторождений. М., 1959, с. 26—62.

УДК 556.3(—02)(479)

С. А. Вересов

ОСОБЕННОСТИ ГИДРОГЕОЛОГИИ ГОРНО-СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ (НА ПРИМЕРЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА)

В настоящее время достигнуты большие успехи в изучении подземных вод горно-складчатых областей. Важное значение при этом имели работы А. М. Овчинникова, Б. Л. Личкова, М. И. Врублевского, Н. И. Толстихина, И. К. Зайцева, Ф. А. Макаренко, И. М. Буачидзе, А. Н. Огильви, Н. Д. Буданова и других исследователей. Вместе с тем горно-складчатые области характеризуются неравномерной и в целом еще довольно слабой изученностью подземных вод, что связано с их весьма сложным геологическим строением — большой разнородностью литологического состава горных пород, различной степенью их метаморфизма и дислоцированности, нередко интенсивными проявлениями новейшей тектоники и т. д.

В гидрогеологическом отношении горные области представляют собой сложное сочетание разных типов гидрогеологических структур — массивов, адмассивов, адбассейнов и др. (по терминологии И. К. Зайцева и Н. И. Толстихина [5]). Наибольшим разнообразием гидрогеологических структур, а также наиболее сложным характером распространения в них подземных вод отличаются горные области альпийской складчатости (Кавказ, Карпаты и др.). Изучение различных гидрогеологических закономерностей (гидрогеохимической, гидрогеодинамической, гидрогеотермической и т. п.) проводится, как правило, на основе структурно-гидрогеологического районирования территории. Важное значение для изучения вопросов структурно-гидрогеологического районирования Большого Кавказа имели работы [1, 4, 6 и др.], которые были выполнены в основном в мелком масштабе.

В предлагаемой статье излагается опыт среднемасштабного структурно-гидрогеологического районирования северо-западной части Большого Кавказа. Эта работа явилась составной частью комплексных гидрогеологических исследований указанной территории, выполненных автором [2]. В пределах рассматриваемой территории выделены основные типы водоносных комплек-

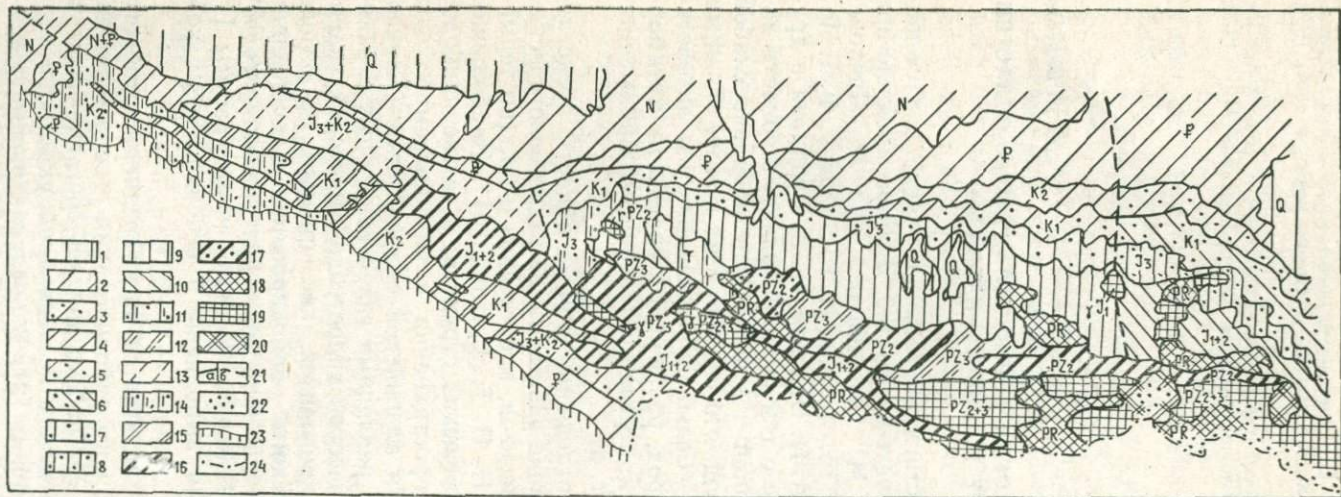


Рис. 1. Карта основных водоносных комплексов северо-западной части Большого Кавказа. Составил С. А. Вересов, 1982 г.

1 — терригенные рыхлые отложения с порово-пластовыми водами; 2 — терригенные и терригенно-карбонатные недислоцированные и слабо дислоцированные отложения с порово-трещинно-пластовыми водами; 3 — терригенные и терригенно-карбонатные слабо дислоцированные отложения с порово-трещинно-пластовыми и трещинно-карстово-пластовыми водами; 4 — терригенные и карбонатно-терригенные сравнительно слабо и сильно дислоцированные отложения с порово-трещинно-пластовыми и трещинно-жилыми водами; 5 — терригенно-карбонатные и карбонатные средней степени дислоцированности отложения с порово-трещинно-пластовыми, трещинно-карстовыми и трещинно-жилыми водами; 6 — терригенные и терригенно-карбонатные средней степени дислоцированности отложения с порово-трещинно-пластовыми, трещинно-карстово-пластовыми, трещинно-карстовыми и трещинно-жилыми водами; 7 — карбонатные и терригенно-карбонатные, местами гипсоносные слабо дислоцированные отложения с трещинно-карстово-пластовыми и трещинно-карстовыми, реже порово-трещинно-пластовыми водами; 8 — карбонатные и терригенно-карбонатные, местами гипсоносные средней степени дислоцированности отложения с трещинно-карстово-пластовыми и трещинно-жилыми водами; 9 — терригенные (песчано-глинистые) слабо дислоцированные отложения с трещинно-пластовыми, порово-трещинно-пластовыми, местами трещинно-жилыми водами; 10 — терригенные (песчано-глинистые), реже вулканогенно-осадочные средней степени дислоцированности отложения с трещинно-пластовыми и трещинно-жилыми водами; 11 — карбонатные слабо дислоцированные отложения с трещинно-карстово-пластовыми и трещинно-карстовыми водами; 12 — терригенные и вулканогенно-осадочные сильно катагенетически измененные, слабо и в средней степени дислоцированные отложения с трещинно-пластовыми и трещинно-жилыми водами; 13 — терригенные и терригенно-карбонатные средней степени дислоцированности отложения с трещинно-пластовыми и трещинно-жилыми водами; 14 — терригенно-карбонатные средней степени дислоцированности флишевые отложения с трещинно-пластовыми, трещинно-карстово-пластовыми, трещинно-карстовыми и трещинно-жилыми водами; 15 — терригенные и терригенно-

карбонатные сильно дислоцированные флишевые отложения с пластово-трещинно-карбонатно-осадочные, реже карбонатно-терригенные метанетические отложения с пластово-трещинными и трещинно-жилыми водами; 17 — терригенные, вулканогенно-осадочные метанетические и трещинно-карбонатные метанетически измененные, сильно и в средней степени дислоцированные отложения с пластово-трещинными и трещинно-жилыми водами; 18 — метаморфические сильно дислоцированные породы с регионально-трещинными и трещинно-жилыми водами; 19 — интрузивные породы кислого и основного состава с регионально-трещинными и трещинно-жилыми водами; 20 — лавовые образования с локрово-трещинными и трещинно-жилыми водами; 21 — граница водоносных комплексов и стратиграфических подразделений; а — установленная, б — предполагаемая; 22 — районы распространения; 23 — береговая линия Черного моря; 24 — граница Северного Кавказа.

сов, различающихся по характеру скоплений подземных вод (рис. 1). На их основе с учетом орографических особенностей территории, а также характера изменения положения базиса дренирования составлена более подробная (с учетом масштаба проводимых исследований) схема структурно-гидрогеологического районирования северо-западной части Большого Кавказа (рис. 2). Выделенные гидрогеологические структуры (или системы структур) представляют собой структуры горного типа и резко отличаются от таковых в платформенных областях. Особенно ярко их различия проявляются в характере гидрогеодинамической зональности — условиях питания, движения и разгрузки подземных вод в пределах разных гидрогеодинамических зон.

Вопросы гидрогеодинамической зональности остаются еще весьма дискуссионными. Нами при характеристике выделенных гидрогеологических структур учтены основные положения региональной гидрогеодинамики, принятые во ВСЕГЕИ при составлении гидрогеохимических карт СССР масштабов 1 : 10 000 000 и 1 : 5 000 000 (редакторы Е. А. Басков, С. В. Егоров, И. К. Зайцев). В соответствии с этими положениями выделяются два гидрогеодинамических этажа — верхний и нижний. В верхнем гидрогеодинамическом этаже распространены кислородно-азотные и азотные инфильтрогенные воды, питание которых осуществляется преимущественно за счет атмосферных осадков и поверхностных вод. В нижнем этаже присутствуют седиментогенные, реже древнеинфильтрогенные воды разного газового состава (метановые, азотные, сероводородные и др.), практически не участвующие в современном водообмене.

Выделяемые гидрогеодинамические этажи являются, по существу, и гидрогеохимическими этажами. Происходящие в них геохимические процессы резко различаются своей направленностью. Одна из важных задач при изучении гидрогеологических закономерностей — определение положения границы между гидрогеодинамическими (гидрогеохимическими) этажами в геологических структурах разного типа. Этой границей является базис циркуляции подземных вод верхнего этажа — поверхность, ниже которой не проникают современные инфильтрогенные воды

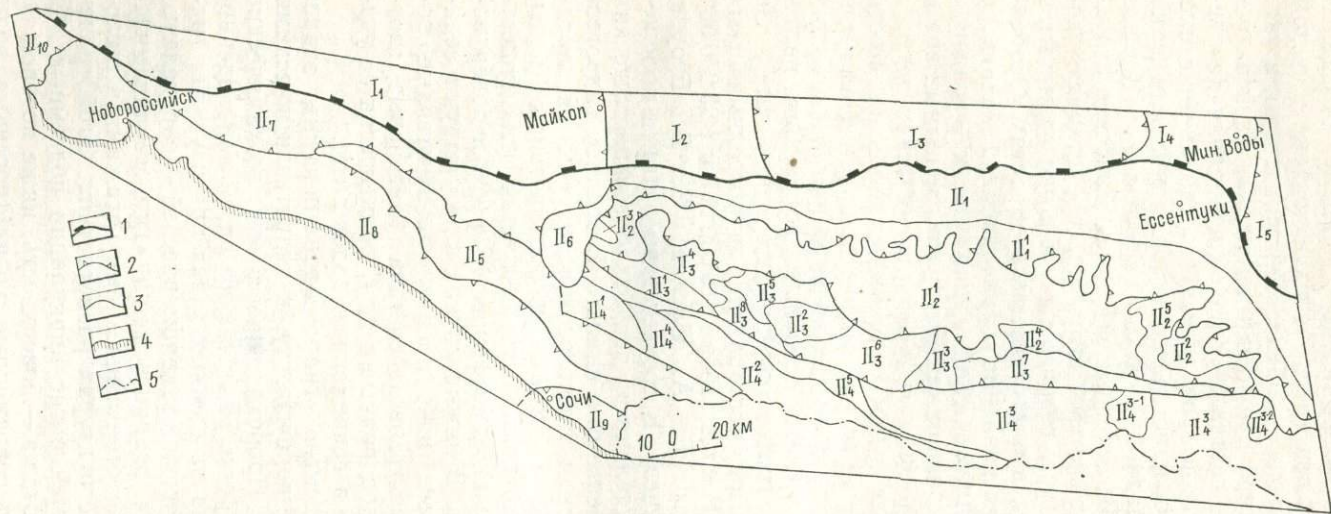


Рис. 2. Схема структурно-гидрогеологического районирования северо-западной части Большого Кавказа и прилегающих территорий. Составил С. А. Вересов, 1982 г.

Черноморско-Каспийская артезианская область. I_1 — Западно-Кубанский артезианский бассейн; I_2 — Адыгейский артезианский бассейн; I_3 — Восточно-Кубанский артезианский бассейн; I_4 — Минераловодский артезианский бассейн; I_5 — Терско-Кумский артезианский бассейн. Гидрогеологическая складчатая область Большого Кавказа (область гидрогеологических структур горного типа). II_1 — Северо-Кавказский бассейн; II_1^1 — Юрско-Меловой карстовый бассейн; Лабино-Баксанская система бассейнов, адбассейнов и гидрогеологических массивов; II_2^1 — Лабино-Малкинский бассейн, II_2^2 — Баксано-Чегемский адбассейн, II_2^3 — Даховский гидрогеологический массив, II_2^4 — Кубанский гидрогеологический массив, II_2^5 — Малкинский гидрогеологический массив; рогологических массивов Передового хребта: II_3^1 — Белореченский, II_3^2 — Триасовый карстовый бассейн, II_3^3 — Большелабинский адмассив, II_3^4 — Кяфаро-Зеленчукский адмассив, II_3^5 — Тебердино-Баксанский адмассив, II_3^6 — Малолабинский гидрогеологический массив; система каногенных супербассейнов и супермассивов Главного хребта: II_4^1 — Чугушский гидрогеологический массив, II_4^2 — Софийский гидрогеологический массив, II_4^3 — Центральнокавказский гидрогеологический массив (II_4^{3-1} — Эльбрусский вулканогенный супермассив, II_4^{3-2} — Чегем-адмассив, II_4^4 — Архызско-Клычский адбассейн; II_5 — Гойтхско-Ачишхинский сложный адмассив; II_6 — Лагонакский карстовый бассейн; II_7 — Абино-Гунайская система мелких бассейнов и адбассейнов; II_8 — Причерноморская система мелких бассейнов, адбассейнов, адмассивов и карстовых бассейнов; II_9 — Сочинский бассейн; II_{10} — Таманский бассейн.

1 — граница артезианской и гидрогеологической складчатой областей; 2, 3 — границы гидрогеологических районов; 2 — первого порядка, 3 — второго порядка (и более низких); 4 — береговая линия Черного моря; 5 — граница Северного Кавказа.

[4]. Как известно, на положение базиса циркуляции существенное влияние оказывают условия залегания пород, их коллекторские свойства и т. п., однако ведущая роль принадлежит характеру изменения положения базисов эрозии [4]. Для горно-складчатых областей характерны значительные изменения положения базисов эрозии на сравнительно коротких расстояниях, что обуславливает резкие колебания мощности верхнего этажа. Рассматривая горную систему в целом, Б. Л. Личков (1948) отмечал, что в горных системах поверхность подножия определяет границу между водами зоны циркуляции и водами глубинной зоны. Однако в любой горной области в той или иной мере проявляется ступенчатое строение рельефа — отдельные горные хребты разделяются межгорными депрессиями, располагающимися на разных гипсометрических уровнях. Для каждой отдельной геологической структуры (или системы структур) определяющим в отношении мощности верхнего гидрогеодинамического этажа будет являться не уровень подножия горной области (региональный базис эрозии), а врезы рек в пределах отдельных межгорных депрессий (местные базисы эрозии) [2]. Особо подчеркивал большую роль местных базисов эрозии в режиме циркуляции подземных вод горных районов М. И. Врублевский [3].

Граница гидрогеодинамических этажей (т. е. базис циркуляции подземных вод верхнего этажа) определяется гипсометрическим положением местных базисов эрозии, но располагается всегда ниже. Это несовпадение может изменяться в широких пределах в зависимости от конкретной геологической обстановки [2, 3, 4 и др.]. В горно-складчатых областях (особенно альпийского тектогенеза) в условиях интенсивных неотектонических движений горные породы характеризуются повышенной трещиноватостью. Здесь, в отличие от платформ, отсутствуют регионально выдержанные водопроницаемые и водоупорные горизонты. Складчатые области отличаются ярко выраженной вертикальной миграцией подземных вод. В платформенных регионах взаимодействие подземных вод двух этажей встречается довольно редко и осуществляется главным образом по зонам новейших тектонических нарушений. В горно-складчатых областях этот процесс в большинстве случаев имеет региональный характер. Все это приводит к тому, что мощность верхнего гидрогеодинамического (гидрогеохимического) этажа в пределах одной горной системы колеблется в весьма широких пределах — от нескольких десятков метров до 1000 м и более (за исключением районов развития многолетней мерзлоты).

Необходимо отметить, что влияние базисов эрозии на положение границы верхнего и нижнего этажей распространяется только на подземные воды пластового (трещинно-пластового,

порово-пластового и т. п.) типа и отчасти на регионально-трещинные скопления подземных вод, связанных с корой выветривания. Динамика трещинно-жильных скоплений подземных вод, приуроченных к зонам тектонических разломов, не подчиняется данному положению [4]. По одним системам разломов современные инфильтрационные воды могут проникать на глубины до нескольких сот и даже тысяч метров, по другим — седиментогенные, древнеинфильтрационные и другие воды, часто термальные, нижнего этажа разгружаются в верхнюю часть разреза и создают различного рода аномалии (гидрогеохимические, гидрогеотермические и др.).

В результате анализа изменения положений местных базисов эрозии в геологических структурах разного типа северо-западной части Большого Кавказа проведено гидрогеодинамическое районирование этой территории с характеристикой гидрогеохимических условий в пределах верхнего и нижнего этажей.

Гидрогеологический район (ГР) Главного хребта сложен в основном кристаллическими и метаморфическими сильно дислоцированными породами. Для него местным базисом эрозии являются врезы рек в пределах зоны Передового хребта, абсолютные отметки которых изменяются от 1500 до 2000 м. Однако мощность верхнего этажа для регионально-трещинных вод определяется мощностью коры выветривания кристаллических пород и не превышает 100—150 м. К нему приурочены кислородно-азотные гидрокарбонатные воды с минерализацией не более 0,5 г/кг. С разгрузкой трещинно-жильных вод связаны гидрогеохимические аномалии, представленные источниками углекислых гидрокарбонатных, хлоридно-гидрокарбонатных вод с минерализацией до 6—8 г/кг. В этих водах обнаружены бром, фтор, стронций и другие микрокомпоненты.

ГР Передового хребта, сложенный осадочными и вулканогенно-осадочными сильно катагенетически измененными, в разной степени дислоцированными породами, характеризуется большой мощностью верхнего этажа, достигающей 500—900 м и более. Местным базисом эрозии для этого района являются врезы крупных рек в пределах Северо-Юрской межгорной депрессии (абс. отм. врезов 700—1000 м). В верхнем этаже распространены трещинно-пластовые и пластово-трещинные кислородно-азотные и азотные пресные (до 1 г/кг) воды. Средние концентрации в них (в мг/кг): алюминия и кремния — от 1 до 10; стронция, железа, никеля — от 0,1 до 1; бария, фосфора, титана, хрома, марганца, вольфрама, цинка, циркония — от 0,01 до 0,1. В нижнем этаже воды в основном соленые (до 35 г/кг) гидрокарбонатно-хлоридные, сульфатно-хлоридные и хлоридные натриевые. В составе растворенных газов преобладает биогенный азот, местами метан. Кроме того, присутствует углекислота, иногда водород. В этих водах встречены более высокие,

по сравнению с водами верхнего гидрогеодинамического этажа, средние концентрации стронция, железа, титана, хрома, марганца, ванадия, серебра, меди и лантана. Вместе с тем средние концентрации в них бария, фосфора, кобальта, галлия, олова, молибдена, вольфрама находятся ниже предела чувствительности спектрального анализа.

В верхнем этаже наблюдаются многочисленные гидрогеохимические аномалии, представленные выходами источников соленых (2—3 г/кг), часто углекислых вод. В районах медноколчеданных месторождений аномалии представлены кислыми рудничными водами.

В Лабино-Баксанском ГР, сложенном терригенными катигенетически измененными слабо дислоцированными породами, трещинно-пластовые воды верхнего этажа распространены до глубин 100—150 м. Мощность верхнего этажа зависит от положения врезов рек в пределах данного района (Северо-Юрская депрессия). Воды верхнего этажа пресные (до 1 г/кг) кислородно-азотные гидрокарбонатные, сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые. В нижнем этаже распространены гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридные натриевые воды с минерализацией до 30—35 г/кг. В их газовом составе преобладает азот. В восточной части района, где широко развиты новейшие тектонические нарушения, газовый состав вод углекислый.

Для Северо-Кавказского ГР, сложенного терригенными и карбонатными недислоцированными и слабо дислоцированными породами, базисом эрозии являются врезы крупных рек на Предкавказской равнине, абсолютные отметки которых изменяются с северо-запада на юго-восток от 250 до 400 м. С севера на юг происходит увеличение мощности верхнего этажа по мере возрастания абсолютных отметок поверхности. В северной части ГР мощность верхнего этажа не превышает 100 м. Воды в нем кислородно-азотные пресные (до 1 г/кг). В южной части ГР в связи с интенсивно развитыми процессами карстообразования мощность верхнего этажа колеблется в широких пределах и может достигать нескольких сот метров. Воды здесь гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатные с минерализацией 0,3—3 г/кг. В восточной части района, в пределах Эльбрус-Ставропольского поперечного поднятия, мощность верхнего этажа определяется врезом русла р. Кумы (абс. отм. 250—300 м) и не превышает первых десятков метров. В нижнем этаже этого ГР распространены преимущественно соленые (до 20—35 г/кг) гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридные азотные, азотно-углекислые, метаново-азотные воды. В восточной части района среди трещинно-жилльных подземных вод встречены азотные термальные воды с минерализацией менее 1 г/кг. Формирование этих вод происходит, по-видимому, за счет современных инфильтрационных вод,

которые по зонам разломов проникают на глубины порядка 800—1200 м.

В Абино-Гунайском, Гойтхско-Ачишхинском и Причерноморском ГР, сложенных осадочными и вулканогенно-осадочными сильно дислоцированными породами, мощность верхнего гидрогеодинамического этажа определяется глубиной вреза речных русел в пределах этих районов и колеблется от первых десятков метров до 100 м (в Гойтхско-Ачишхинском ГР — до 200—300 м). Пластово-трещинные и трещинно-пластовые воды верхнего этажа кислородно-азотные, гидрокарбонатного и сульфатно-гидрокарбонатного состава с минерализацией до 1 г/кг, реже до 2—3 г/кг. В нижнем этаже распространены азотные, метаново-азотные и азотно-метановые гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридные натриевые воды с минерализацией до 30—35 г/кг. В ряде мест Причерноморского ГР в нижнем этаже на глубинах 1000—1100 м обнаружены пресные гидрокарбонатные натриевые воды, вероятно древнеинфильтрационного генезиса. Трещинно-жильные воды обычно гидрокарбонатно-хлоридного и хлоридного состава с минерализацией от нескольких граммов на килограмм до 20—30 г/кг. В газовом составе местами преобладает углекислота.

В Сочинском ГР, сложенном терригенными и карбонатными слабо дислоцированными породами, мощность верхнего этажа увеличивается от побережья на север от первых десятков метров до 200—250 м и более и определяется региональным базисом эрозии (уровень моря), а также интенсивностью карстовых процессов. В верхнем этаже распространены пресные гидрокарбонатные кислородно-азотные воды. Подземные воды нижнего этажа гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридные натриевые с минерализацией до 35 г/кг, местами до 35—40 г/кг. Растворенный газ имеет сложный состав — углекисло-сероводородно-метановый, углекисло-сероводородный. Своеобразный состав растворенного газа отражает, по-видимому, активно протекающие здесь геохимические процессы.

Проведенное районирование северо-западной части Большого Кавказа убедительно свидетельствует о большом разнообразии гидрогеодинамических и гидрогеохимических условий горно-складчатых областей, оказывающих существенное влияние на характер протекающих в их пределах геохимических процессов. Данные о современных гидрогеологических закономерностях являются одним из основных исходных материалов для палеогидрогеологических исследований, направленных на выявление закономерностей размещения и условий формирования месторождений полезных ископаемых [2]. Изучение вопросов генезиса месторождений будет способствовать более правильной оценке перспективности той или иной территории и научно обоснованному проведению поисково-разведочных работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Басков Е. А., Пустовалова Г. И. Структурно-гидрогеологическое и гидрогеохимическое районирование Кавказа.— В кн.: Проблемы региональной гидрогеохимии. Тез. докл. Л., 1969, с. 124—126.
2. Вересов С. А. Гидрогеохимия, палеогидрогеология северо-западной части Большого Кавказа. Автореф. дис. на соискание учен. степени канд. геол.-минер. наук. Л., 1985. 22 с.
3. Врублевский М. И. Минеральные воды Центрального Кавказа как одно из проявлений его геологического развития. Л., Изд-во ЛГУ, 1962. 255 с.
4. Гидрогеохимическая карта территории СССР. Масштаб 1:10 000 000. Объясн. зап. /Ред. Е. А. Басков, С. В. Егоров, И. К. Зайцев. Л., 1981. 34 с.
5. Зайцев И. К., Толстихин Н. И. Классификация подземных вод и горных пород — основа гидрогеологического картирования и районирования.— В кн.: Проблемы гидрогеологического картирования и районирования. Л., 1971, с. 4—16.
6. Пустовалова Г. И., Толстихин Н. И. Схема структурно-гидрогеологического районирования Кавказа.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1968, № 11, с. 83—92.

УДК 563.12 : 551.762.3(479.24/25)

В. Я. Вукс

ФОРАМИНИФЕРЫ ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АРАКСИНСКОЙ ЗОНЫ (МАЛЫЙ КАВКАЗ)

Верхнеюрские отложения Араксинской зоны обнажаются в изолированных выходах на территории Нахичеванской АССР и прилегающих районов Армянской ССР и представлены толщей известковистых песчаников, в нижней части с прослоями кварцевых гравелитов. Эти известковистые песчаники впервые были описаны П. Боннэ, а затем К. Н. Паффенгольцем и относились ими к нижнему мелу. В дальнейшем все исследователи, изучавшие стратиграфию района, относили указанную толщу к келловею [8]. Находки макрофауны в ней крайне редки и не дают возможности точно установить ее ярусную принадлежность. Первые исследования фораминифер из известковистых песчаников, проведенные Г. К. Касимовой и Д. Г. Алиевой [1], привели их к заключению о келловейском возрасте толщи.

Автором, работавшим в составе юрской партии ВСЕГЕИ в 1980—1981 гг., были изучены разрезы верхней юры у сел Хндзорут, Гюлистан, Азнабюрт и урочища Казаняйла. В разрезах у с. Хндзорут и урочища Казаняйла эти отложения сохранились в виде останцов и имеют небольшую мощность. Наиболее полно они представлены в разрезе у с. Гюлистан и в разрезе, находящемся в 1,2 км восточно-северо-восточнее с. Азнабюрт. Здесь видно, что толща известковистых песчаников на-

легают на глинистые отложения среднего (?) бата и несогласно перекрывается конгломератами верхнего мела. Верхнеюрские отложения достигают у с. Азнабюрт максимальной мощности (300 м). Они сложены желтовато-серыми известковистыми песчаниками, в нижней части слоистыми, с прослоями кварцевых гравелитов, а в верхней — массивными. Макрофауна представлена аммонитами *Hecticoceras lunuloides* (Kil.) и *Perisphinctes* sp., брахиоподами *Ivanovella alemanica* (Roll.) и двустворчатыми моллюсками *Posidonia buchi* (Römer). Эти находки редки и в основном относятся к нижней части толщи, возраст которой можно определить как позднеюрский (келловей?) [8].

В нижней части известковисто-песчаниковых отложений у с. Азнабюрт выявлен следующий комплекс фораминифер: *Globostrina* ex gr. *gordialis* (Par. et Jon.), *Haplophragmoides* sp., *Karaisella* ex gr. *usbekistanica* Kurb., *Verneuilinoides* sp., *Marssonella doneziana* Da in, M. ex gr. *tcharagica* G. Kass., *Ophthalmidium antonovae* Mak., *Quinqueloculina* ex gr. *kanevi* (Kart.), *Sigmoilina moldaviense* Danitch, S. (?) sp., *Fron-dicularia exilis* Kart., Fr. ex gr. *oolithica* Terq., *Lenticulina decipiens* (Wisn.), *L. polonica* (Wisn.), *L. cf. pseudocrassa* (Mjatl.), *L. sculpta* (Mitjan.), *L. spp.*, *Astaculus* sp., *Planularia tricostata* (Mitjan.), *Falsopalmula* sp., *Ceratolamarckina uncata* V. Vuks sp. nov., *Spirillina kübleri* Mjatl., *Conicospirillina basiliensis* Möhl.

О распространении наиболее характерных видов приведенного комплекса фораминифер, которые преобладают в количественном отношении, можно сказать следующее. *Marssonella doneziana* Da in встречается в верхнем келловее — нижнем оксфорде европейской части СССР, Кавказа, Мангышлака и ФРГ. *Ophthalmidium antonovae* Mak. и *Sigmoilina moldaviense* Danitch отмечены преимущественно в среднем келловее европейской части СССР и Северного Кавказа. *Lenticulina polonica* (Wisn.) и *L. sculpta* (Mitjan.) установлены в основном в отложениях верхнего келловоя — нижнего оксфорда европейской части СССР, Мангышлака, Кавказа, Польши, Франции и ФРГ. *Spirillina kübleri* Mjatl. обнаружена в келловее — оксфорде европейской части СССР, Кавказа, Мангышлака, Швейцарии и в более молодых отложениях верхней юры. *Conicospirillina basiliensis* Möhl. установлена в оксфордско-кимериджских отложениях Грузии, Польши и Швейцарии [2, 6, 10].

Что касается видов, играющих второстепенную роль в комплексе и представленных небольшим количеством экземпляров, то они также известны из отложений келловоя — оксфорда. Так, *Fron-dicularia exilis* Kart. встречается в келловее Днепровско-Донецкой впадины и Северного Кавказа, Мангышлака и Польши. *Planularia tricostata* (Mitjan.) отмечена в отложениях

средней юры юга европейской части СССР, Кавказа, Швеции, Англии и ФРГ, в келловее—оксфорде европейской части СССР, Польши, Швеции, Англии, ФРГ и в более молодых отложениях [2, 6, 10].

Помимо рассмотренных видов в комплексе присутствуют виды, определенные с открытой номенклатурой. Это *Marssonella* ex gr. *tcharagica* G. Kass. и *Fronicularia* ex gr. *oolithica* Terq., близкие к видам, характерным для среднеюрских отложений СССР и Западной Европы. *Karaisella* ex gr. *usbekistanica* Kurb., *Quinqueloculina* ex gr. *kanevi* Kart. и *Lenticulina* cf. *pseudocrassa* (Mjatl.) родственны видам, установленным в келловее—оксфорде европейской части СССР, Кавказа, Мангышлака, Узбекистана и Польши [2, 6, 10]. Находки их не противоречат келловейско-оксфордскому возрасту комплекса.

Большинство указанных видов характерно для отложений верхнего келловее—нижнего оксфорда различных районов СССР и Западной Европы. Виды, установленные для более древних отложений, либо определены с открытой номенклатурой, либо являются второстепенными и в количественном отношении уступают характерным видам. Только три вида из этого комплекса встречаются и в нижележащих отложениях — *Glomospira* ex gr. *gordialis* (Par. et Jon.), *Fronicularia* ex gr. *oolithica* Terq. и *Planularia tricostata* (Mitjan.), что подчеркивает обособленность и своеобразие ассоциации фораминифер из известковистых песчаников.

Таким образом, из нижней части известковисто-песчаниковой толщи выделен единый комплекс фораминифер, названный по наиболее распространенным видам комплексом с *Ophthalmidium antonovae* и *Ceratolamarckina uncata*. Характерной чертой ассоциации является преобладание милиолид (3 вида), роталиид (1 вид) и нодозариид (7 видов). Виды милиолид и роталиид представлены каждый большим количеством экземпляров (до 30), а при большем количестве видов нодозариид (и лентикулин, в частности) каждый из них — очень небольшим числом экземпляров (3—7). Существенную роль в комплексе играют представители родов *Spirillina* и *Conicospirillina*. Еще одной его особенностью является подчиненное количество аглютинирующих фораминифер при явном преобладании секреторных.

Наличие бедного и своеобразного комплекса фораминифер в известковистых песчаниках не позволяет точно сопоставить эту толщу с другими келловейско-оксфордскими отложениями. Сходство ассоциаций в большей степени проявляется на уровне родового и в меньшей степени видового состава. Присутствие в комплексе фораминифер, характерных для келловее или оксфорда либо келловее и оксфорда, говорит, видимо, о том, что возраст нижней части данной толщи келловейско-оксфордский, точнее позднекелловейско-раннеоксфордский. Именно пе-

реходные слои верхнего келловея—нижнего оксфорда могут содержать подобную смешанную ассоциацию фораминифер. Такое заключение о возрасте подтверждается наличием наиболее близких сообществ фораминифер в верхнем келловее — нижнем оксфорде Грузии, Азербайджана, Северо-Восточного Кавказа, Белоруссии, Северо-Западного Донбасса и Мангышлака.

Известковисто-песчаниковая верхнеюрская толща содержит микро- и макрофауна только в нижней трети, где породы более слоистые с примесью глинистого материала. Выше породы становятся массивными, а ближе к кровле толщи встречаются песчаники с кристаллами гипса. Фауна здесь не обнаружена. Регрессивный характер разреза нашел отражение в увеличении песчанности, в появлении кристаллов гипса и массивных песчаников. Присутствие гипса в кровле толщи может говорить о засолонении в это время вод Нахичеванского палеобассейна. Перенасыщение кальцием вод этого бассейна подтверждается существованием своеобразного бедного комплекса фораминифер. Именно с этим может быть связано значительное преобладание секреторных фораминифер над агглютинирующими, доминирование толстостенных милиолид среди секреторных фораминифер, наличие скульптурированных и толстостенных лентилин.

Таким образом, анализируя литологические и фаунистические особенности осадков, можно заключить, что Нахичеванский бассейн в позднеюрское (позднекелловейское—раннеоксфордское) время был мелководным и являлся местом усиленного привноса терригенного материала. Воды были перенасыщены кальцием, а дно, вероятно, обладало достаточной плотностью, что позволяло обитать фораминиферам с бродячесидячим образом жизни. Эти выводы подтверждает анализ таксономического состава сообществ фораминифер и их морф, проведенный в соответствии с разработками Ф. В. Киприяновой [3].

Итак, за время формирования известковисто-песчаниковой толщи келловея—оксфорда данный мелководный бассейн завершил свое существование. Хотя в позднеюрское время он содержал своеобразный комплекс фораминифер, отмечающий его обособленность, необходимо подчеркнуть присутствие видов с довольно широким ареалом существования и, следовательно, имеющуюся связь с бассейнами Кавказа, европейской части СССР, Польши и Западной Европы. Особенно тесная связь фиксируется с эпиконтинентальными палеобассейнами Грузии, Северо-Восточного Кавказа, Мангышлака, Северо-Западного Донбасса и Белоруссии.

Нахичеванский бассейн соответствует самостоятельной подпровинции, которая входит в состав Средиземноморской зоогеографической области [7]. Он представлял собой небольшой залив эпиконтинентального моря, находившегося на территории

Ирана [7]. Для части бассейнов Кавказской провинции в позднекелловейское—раннеоксфордское время характерно некоторое обмеление и обеднение состава фораминифер [5, 9], а для Нахичеванской подпровинции позднекелловейское—раннеоксфордское время явилось этапом, завершающим развитие юрского палеобассейна, отмеченное своеобразным сообществом фораминифер.

Как отмечала Ф. В. Киприянова [4], изменение тектонического режима влечет за собой перераспределение осадков, а вслед за этим и организмов, населяющих данный участок, в том числе фораминифер, которые четко реагируют на изменения среды обитания.

Учитывая особенности рассматриваемой толщи и анализ распространения фораминифер, можно определить возраст нижней части известковисто-песчаниковой толщи как позднекелловейско-раннеоксфордский.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агаларова Д. А., Алиева Д. Г. Характер распределения фораминифер и обоснование возраста стратиграфических единиц юрских отложений Нахичеванской АССР.— Изв. АН АзССР. Науки о Земле, 1976, № 4, с. 8—13.
2. Биостратиграфия верхнеюрских отложений СССР по фораминиферам / Под ред. А. А. Григалиса. Вильнюс, Моклас, 1982. 173 с.
3. Киприянова Ф. В. К методике палеоэкологических исследований бентосных фораминифер Западной Сибири.— Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геологоразвед. нефт. ин-та, 1981, вып. 163, с. 3—13.
4. Киприянова Ф. В. Роль фораминифер в познании тектонических процессов Западно-Сибирской плиты.— Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геологоразвед. нефт. ин-та, 1982, вып. 173, с. 93—97.
5. Макарьева С. Ф. Фораминиферы юрских отложений Северо-Восточного Кавказа и их стратиграфическое значение. М., Недра, 1971. 103 с.
6. Пяткова Д. М., Пермякова М. Н. Фораминиферы и ostracods юры Украины. Палеонтол. справ. Киев, Наукова думка, 1978. 289 с.
7. Ростовцев К. О. Палеобиогеография кавказских бассейнов в ранней и средней юре.— В кн.: Вопросы палеобиогеографии. Уфа, 1978, с. 97—102.
8. Ростовцев К. О., Азарян Н. Р. Юрские отложения Нахичевани и Юго-Западной Армении.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 7, с. 123—127.
9. Годри В. А. Фораминиферы верхнеюрской пестроцветной свиты Рачи (Грузия) и их палеогеографическое значение.— Труды Ин-та геологии и геофизики Сиб. отд-ния АН СССР, 1974, вып. 333, с. 204—209.
10. Atlas skamieniałości. Przewodnich i charakterystycznych. T. 3, cz. 26. Mezozoik. Jura. Warszawa, 1980. 641 p.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Публикуемые материалы позволяют значительно уточнить ряд важных в минерагеническом отношении вопросов и рекомендовать для использования в практике геологических исследований следующие разработки:

1. Реконструкция палеотектонических режимов и истории осадконакопления в юго-восточном обрамлении Сибирской платформы служит основанием для выделения новых площадей, перспективных на полиметаллическое стратиформное оруденение.

2. Изучение новейшей тектоники позволяет устанавливать факторы, влияющие на закономерности размещения рудных тел в пределах отдельных месторождений и рудных районов.

3. Детальное исследование вещественного состава является основанием для получения достоверной информации об условиях формирования месторождений разных генетических типов. Минералогические, геохимические и петрологические критерии рудоносности в дополнение к общегеологическим позволяют прогнозировать проявления различных, в том числе нетрадиционных, полезных ископаемых.

4. Гидрогеологические признаки, по которым проводится районирование территорий, могут служить дополнительным критерием выделения перспективных рудоносных площадей с различным режимом развития.

В статьях сборника на конкретных примерах показана возможность использования современных методик и продемонстрирована эффективность их применения для целей корреляции и прогноза.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
<i>А. К. Худoley.</i> Палеотектоника вендских отложений Южного Верхоянья	5
<i>Е. Л. Рытова.</i> Новейшая тектоника Олово-Нерчинского района (Северо-Восточное Забайкалье)	12
<i>А. М. Занин, А. К. Худoley.</i> Уйская и юдомская серии юго-восточного обрамления Сибирской платформы	17
<i>А. В. Молчанов, А. М. Веселов.</i> Метасоматические формации, их рудоносность и положение в структурах юго-западной части Алданского щита	25
<i>А. Э. Динер, С. А. Смыслов.</i> Метасоматические процессы в одном из щелочных массивов южного обрамления Сибирской платформы	33
<i>А. А. Золотарев.</i> Хлоритовые метасоматиты Селигдарского месторождения апатита и условия их образования	37
<i>С. Н. Авдонцев.</i> Кинетические аспекты кристаллизации шпинелевого парагенезиса в породах Кондерского щелочно-ультрамафитового массива	45
<i>Е. В. Румянцева, С. Г. Лапшин.</i> Минералогия и геохимия щелочноамфиболовых пропилитов и хром-ванадиевых слюдитов Онежского прогиба	52
<i>В. В. Терновой.</i> Петрогеохимические особенности Саргардонского интрузива гранитов (Чаткальский хребет)	64
<i>С. А. Смыслов.</i> Температурные условия образования пород Сыннырского щелочного массива	74
<i>А. О. Соболев.</i> Петрохимические особенности позднемеловых—раннепалеогеновых вулканогенных комплексов юго-западной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена	78
<i>Б. В. Боровицкий.</i> Гидрогеодинамическое районирование центральной части Сибирской платформы	87
<i>С. А. Вересов.</i> Особенности гидрогеологии горно-складчатых областей (на примере Большого Кавказа)	95
<i>В. Я. Вукс.</i> Фораминиферы верхнеюрских отложений Араксинской зоны (Малый Кавказ)	103
Заключение	108

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ НОВЕЙШИХ ДОСТИЖЕНИЙ
ГЕОЛОГО-МИНЕРАГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ
В ИЗУЧЕНИИ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Сборник научных трудов

Редактор *В. А. Митракова*
Технический редактор *А. А. Иванова*
Корректор *Л. В. Белова*

Сдано в набор 11.06.1986 г. Подп. к печати 05.12.1986 г. М-28752.
Формат бумаги 60×90¹/₁₆. Печ. л. 7¹/₄. Уч.-изд. л. 7,97. Тираж 400 экз. Заказ 1074.
Цена 1 р. 20 к.

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

УДК 551.248.1 : 551.71/.72 (571.56+571.62)

Палеотектоника вендских отложений Южного Верхоянья. Худoley А. К.— В кн.: Использование новейших достижений геолого-минералогических исследований в изучении складчатых областей. Л., 1986, с. 5—12.

В Южном Верхоянье в венде выделяются три этапа тектонического развития: время размыва рифейских толщ, время накопления юкандинской свиты, время накопления сарданинской свиты. По типу тектонических движений выделяются три зоны: западная — относительно пассивная, с амплитудой вертикальных движений не более 500 м; центральная — наиболее активная, с амплитудой вертикальных движений более 2500 м; восточная — зона устойчивых поднятий с амплитудой не менее 500—1000 м. В течение первых двух этапов особенности строения зон проявлялись наиболее четко; третий этап является временем относительной стабилизации и общего небольшого прогибания.

Ил. 2, список лит. 10 назв.

УДК 551.248.2 (571.55)

Новейшая тектоника Олово-Нерчинского района (Северо-Восточное Забайкалье). Рытова Е. Л.— В кн.: Использование новейших достижений геолого-минералогических исследований в изучении складчатых областей. Л., 1986, с. 12—17.

Рассматривается методика построения схемы новейшей тектоники на основе геоморфологического анализа применительно к району исследования. Устанавливается определенная связь между новейшими тектоническими структурами и пространственным положением первичных рудных концентраций, что способствует выделению наиболее перспективных участков по степени вскрытия рудных тел эрозионными процессами.

Список лит. 5 назв.

УДК 551.71/.72 (571.56+571.62)

Уйская и юдомская серии юго-восточного обрамления Сибирской платформы. Занин А. М., Худoley А. К.— В кн.: Использование новейших достижений геолого-минералогических исследований в изучении складчатых областей. Л., 1986, с. 17—25.

Для выделения изохронных уровней в докембрийских уйской и юдомской сериях используются следующие критерии: наличие несогласий, ритмичность толщ, прослеживание маркирующих горизонтов, проявление магматизма. Выделяются три изохронных уровня — в основании джабатымской свиты, юдомской сер. и сарданинской свиты; эти уровни прослеживаются по всему рассматриваемому региону. Предлагается схема сопоставления отложений уйской и юдомской серий на основании выделенных уровней.

Ил. 2, список лит. 10 назв.

УДК 553.22.078 : 551.24 (571.56)

Метасоматические формации, их рудоносность и положение в структурах юго-западной части Алданского щита. Молчанов А. В., Веселов А. М.— В кн.: Использование новейших достижений геолого-минералогических исследований в изучении складчатых областей. Л., 1986, с. 25—33.

Рассмотрены вопросы формационной типизации разновозрастных гидротермально-метасоматических образований. Выделено 13 метасоматических

формаций, объединенных в 5 формационно-генетических рядов (ФГР), и дана их геохимическая и металлогеническая характеристика. Определена структурная позиция основных ФГР на основе выделения тектоно-метасоматических зон (ТМЗ). Выделены ТМЗ и узлы их пересечения, перспективные на обнаружение некоторых полезных ископаемых гидротермально-метасоматического генезиса.

Список лит. 4 назв.

УДК 553.22 : 552.33 (571.5-13)

Метасоматические процессы в одном из щелочных массивов южного обрамления Сибирской платформы. Динер А. Э., Смыслов С. А.— В кн.: Использование новейших достижений геолого-минералогических исследований в изучении складчатых областей. Л., 1986, с. 33—37.

В результате изучения минералого-геохимических особенностей метасоматически измененных пород массива установлена многостадийность процессов метасоматоза как внутри массива, так и в контактово-реакционном ореоле. Показано, что возникновение метасоматитов с уран-ториевой минерализацией происходило в отрыве от процессов скарнообразования.

Табл. 2, список лит. 3 назв.

УДК [552.4 : 553.22] (571.5-13)

Хлоритовые метасоматиты Селигдарского месторождения апатита и условия их образования. Золотарев А. А.— В кн.: Использование новейших достижений геолого-минералогических исследований в изучении складчатых областей. Л., 1986, с. 37—45.

Изучение минералого-геохимических особенностей хлоритовых метасоматитов Селигдарского апатитового месторождения указывает на значительную миграцию вещества при их образовании. Наиболее подвижны H_2O , CO_2 , F , Na , K , Ca , наименее — Fe и Mg . Привносимый магний заимствуется из форстерита, который вблизи зон метасоматитов нацело замещен смесью карбонатов и слоистых силикатов. Геологические условия залегания, минералого-геохимические особенности позволяют отнести хлоритовые метасоматиты к контактово-реакционным образованиям.

Ил. 2, табл. 3, список лит. 10 назв.

УДК 552.33 : [549.082] : 54

Кинетические аспекты кристаллизации шпинелевого парагенезиса в породах Кондерского щелочно-ультрамафитового массива. Авдонцев С. Н.— В кн.: Использование новейших достижений геолого-минералогических исследований в изучении складчатых областей. Л., 1986, с. 45—52.

В статье продемонстрированы некоторые аспекты кинетического подхода к решению основной задачи современной петрологии — определение физико-химических параметров становления интрузий и месторождений. Использовался корректный подход к данным термобарометрии с учетом длительности процессов формирования пород — кристаллизации первичных парагенезисов и их автотематоморфизма. Полученные конкретные данные позволяют определить время формирования ультрамафитов Кондерского массива в 220—270 млн. лет.

Список лит. 9 назв.

Минералогия и геохимия щелочноамфиболовых пропицитов и хром-ванадиевых слюдитов Онежского прогиба. Румянцева Е. В., Лапшин С. Г.— В кн.: Использование новейших достижений геолого-минералогических исследований в изучении складчатых областей. Л., 1986, с. 52—64.

Приводятся данные о вещественном составе, последовательности минералообразования, геохимической специализации щелочноамфиболовых пропицитов и хром-ванадиевых слюдитов, обнаруженных в зонах складчато-разрывных дислокаций в восточной части Онежского прогиба. Описываются типоморфные минералы метасоматитов, некоторые из них впервые встречены в СССР. Образование метасоматитов связывается с гидротермальной деятельностью раннепротерозойской эпохи протоактивизации. Как источник ванадия и хрома рассматриваются породы, развитые в Онежском прогибе.

Табл. 4, список лит. 5 назв.

Петрогеохимические особенности Саргардонского интрузива гранитов (Чаткальский хребет). Терновой В. В.— В кн.: Использование новейших достижений геолого-минералогических исследований в изучении складчатых областей. Л., 1986, с. 64—74.

Исследование состава саргардонских гранитов, с которыми ассоциирует грейзеновое редкометалльное и редкометалльно-флюоритовое оруденение, позволило установить вертикальную петро- и геохимическую зональность интрузива, выраженную в увеличении содержаний SiO_2 , Na_2O , F, Rb и уменьшении — остальных петрогенных компонентов, а также Ba, Sr и Pb снизу вверх. На основе корреляционных связей концентраций фтора с петрогенными компонентами устанавливается связь фторной минерализации с процессами петрогенеза гранитов. Ряд геологических и петрохимических признаков свидетельствует в пользу отнесения гранит-порфиров к фации эндоконтакта и даек-апофиз интрузива, что позволяет расширить перспективы выявления новых рудных тел к западу от Саргардонского рудного поля.

Ил. 4, табл. 2, список лит. 11 назв.

Температурные условия образования пород Сыннырского щелочного массива. Смыслов С. А.— В кн.: Использование новейших достижений геолого-минералогических исследований в изучении складчатых областей. Л., 1986, с. 74—78.

На основании изучения сосуществующих биотита и клинопироксена получены новые данные о температурных условиях формирования различных пород Сыннырского массива, включая и жильные. Установлено, что максимальными температурами кристаллизации характеризуются сынныриты, минимальными — шонкинитоиды. Для фельдшпатондных сиенитов отмечается тенденция возрастания температур образования от краевых частей массива к центральному. Сопоставление взаимоотношений разнотемпературных пород приводит к представлению о более позднем возникновении пуласкитов по сравнению с фельдшпатондными сиенитами.

Табл. 1, список лит. 5 назв.

Петрохимические особенности позднемеловых—раннепалеогеновых вулканических комплексов юго-западной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена. Соболев А. О.— В кн.: Использование новейших достижений геолого-минералогических исследований в изучении складчатых областей. Л., 1986, с. 78—86.

Излагаются результаты изучения петрохимических особенностей и зональности позднемеловых—раннепалеогеновых вулканических комплексов юго-западной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена, объединяемых в приморскую, джигитовскую и зеркальнинскую серии. Полученные схемы позволяют значительно детализировать известные качественные закономерности, служат промежуточными звеньями между структурно-формационными и прогнозно-металлогеническими построениями. Новая методика основана на использовании метода главных компонент факторного анализа и процедуры последовательной классификации.

Табл. 2, список лит. 11 назв.

Гидрогеодинамическое районирование центральной части Сибирской платформы. Боровицкий Б. В.— В кн.: Использование новейших достижений геолого-минералогических исследований в изучении складчатых областей. Л., 1986, с. 87—95.

В статье рассматривается крупная область Сибирской платформы, в пределах которой сочленены Ангаро-Ленский, Тунгусский, Якутский, Оленекский и Котуйский артезианские бассейны. Приводится схема гидрогеодинамического районирования по условиям взаимосвязи подземных вод с поверхностью, положению базисов циркуляции инфильтрационных вод и распределению напоров в разрезе.

Ил. 1, список лит. 10 назв.

Особенности гидрогеологии горно-складчатых областей (на примере Большого Кавказа). Вересов С. А.— В кн.: Использование новейших достижений геолого-минералогических исследований в изучении складчатых областей. Л., 1986, с. 95—103.

На примере северо-западной части Большого Кавказа рассматриваются особенности гидрогеодинамической и гидрогеохимической зональностей горно-складчатых областей в современную эпоху. Подчеркивается определяющее влияние новейшей тектоники и базисов эрозии на положение границы между верхним и нижним гидрогеодинамическими (гидрогеохимическими) этажами. В пределах изученной территории выделены основные типы водоносных комплексов, различающихся по характеру скопления подземных вод. Проведено структурно-гидрогеологическое и гидрогеодинамическое районирование северо-западной части Большого Кавказа. Результаты выполненных исследований являются одним из исходных материалов для проведения палеогидрогеологических реконструкций условий формирования месторождений полезных ископаемых в горно-складчатых регионах.

Ил. 2, список лит. 6 назв.

Фораминиферы верхнеюрских отложений Араксинской зоны (Малый Кавказ). Вукс В. Я.— В кн.: Использование новейших достижений геолого-минералогических исследований в изучении складчатых областей. Л., 1986, с. 103—107.

Проведен анализ комплекса фораминифер из верхнеюрской известковисто-песчаниковой толщи Араксинской зоны Малого Кавказа и дано сопоставление с наиболее близкими ассоциациями фораминифер из одновозрастных отложений, расположенных на территории СССР и Западной Европы. Возраст нижней части известковисто-песчаниковых отложений на основании изучения фораминифер определяется как позднекелловейско-раннеоксфордский.

Список лит. 10 назв.

1 р. 20 к.

5068